

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav petrologie a strukturní geologie



Reaktivní tok fluid a vznik žilných greisenů v blatenském granitovém masivu v Krušných horách

Reactive fluid flow and origin of the fracture-controlled greisens
in the Horní Blatná granite pluton, Krušné hory Mts.

Bakalářská práce

Matylda Heřmanská



Školitel: **Mgr. David Dolejš, Ph.D.**

Praha 2010

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci vypracovala samostatně a pouze s použitím citované literatury.

V Praze, září 2010,

Matylda Heřmanská

Obrázek na titulní straně: Vytěžená greisenová žíla s kasiteritovou mineralizací, Ledová jáma, Horní Blatná
(foto David Dolejš)

“Nothing in the world is more flexible and yielding than water. Yet when it attacks the firm and the strong, none can withstand it, because they have no way to change it. So the flexible overcome the adamant, the yielding overcome the forceful. Everyone knows this, but no one can do it.”

Laozi (600-531 BC)

Obsah

0. English summary	5
1. Úvod	7
1.1. Hydrotermální pochody	7
1.2. Hydrotermální alterace – greisenizace	9
1.3. Definice problému a cíle práce	12
2. Geologické poměry	15
2.1. Chemické složení granitů krušnohorského batolitu	17
2.2. Geologie blatenského masivu	19
3. Petrologie blatenského masivu	25
3.1. Granity	25
3.2. Greiseny	27
3.3. Hydrotermální alterace a turmalinizace fylitů	31
4. Geochemická a minerální bilance greisenizace	33
4.1. Geochemické složení granitů blatenského masivu	33
4.2. Látkové změny v průběhu greisenizace	33
5. Transportní teorie a výpočet průtoku fluid	36
5.1. Poměr fluidní fáze/hornina (<i>fluid-rock ratio</i>)	36
5.2. Model kontinua	36
5.3. Model greisenizace v blatenském masivu	39
5.3.1. Vstupní předpoklady výpočtu	39
5.3.2. Řešení	42
6. Shrnutí	48
7. Poděkování	50
8. Seznam literatury	51
9. Přílohy:	56
A: Seznam vzorků	56

0. English summary

Magmatic intrusions emplaced in the shallow continental crust are often associated with hydrothermal alteration and mineralization systems. Alteration zones and their assemblages can be described by means of reaction progress and this variable then used to calculate the time-integrated fluid fluxes, responsible for the mineral formation, if gradients in fluid composition, temperature and pressure are known or estimated. Two limiting cases of this approach have been applied in previous numerical models: (i) infiltration of aqueous fluid that is out of equilibrium with the host rocks, thus producing an alteration sequence as the fluid flux increases, and (ii) fluid flow in local equilibrium with host rocks, where mineral changes are induced by pressure and temperature gradients along the flow path. These two models generally yield results that differ by several orders of magnitude but are both in use for estimating fluid fluxes and transport properties in the lithosphere. We propose a combined model that evaluates the disequilibrium fluid infiltration and the pressure-temperature gradients simultaneously, and apply it to the interpretation of fracture-controlled greisen alteration in the Horní Blatná granite pluton in the Krušné hory Mts. (Czech Republic).

The Horní Blatná pluton is a composite intrusion, which consists of several pulses of highly evolved peraluminous, Li- and F-rich granites. Individual granite varieties - Jelení vrch, Blatenský vrch, Hřebečná, Luhy and Podlesí - differ in their modal and chemical composition as well as texture. The Jelení vrch type is a K-feldspar-phyric biotite granite with rare metasedimentary xenoliths and it probably represents a roof facies of the massif. The Blatenský vrch and Hřebečná type are quartz- and feldspar-phyric fine-grained biotite granites with accessory amounts of topaz. The Luhy type is a medium-grained topaz-protolithionite granite, which is rimmed by a fine-grained (aplitic) facies. The Podlesí type is a fine-grained topaz-zinnwaldite alkali feldspar granite, and it represents the most evolved, Li-, P- and F-rich rock type in the massif.

The Jelení vrch, Blatenský vrch, Hřebečná and Podlesí types host veins and swarms of fracture-controlled greisens, up to 400 m long and 800 m deep. The greisens are spatially zoned and show the following alteration sequence: greisenized granite, muscovite-quartz greisen, topaz-quartz greisen, pure quartz greisen, and hydrothermal quartz vein. Younger hematitization is locally superimposed on any of the greisen types. The textures of the greisens, in particular the distribution and shapes of relics of quartz phenocrysts, suggest that greisenization was essentially a constant-volume replacement process. By contrast, the euhedral shapes of and lining of cavities by quartz crystals correspond to opening of disso and precipitation in an open space. The greisenization resulted from dilute, CO₂-free aqueous fluids close to 400 °C and 500 bar based on previous fluid-inclusion studies.

We formulate a mass-balance model based on transport theory, which simulates hydrothermal alteration and precipitation from aqueous fluid in response to a pressure-temperature gradient. The host granite at 400 °C and 500 bar was infiltrated by an out-of-equilibrium aqueous fluid, which was allowed to equilibrate with the rock, dissolve unstable mineral phases and precipitate any supersaturated mineral phases. The calculation was repeated for a set of initial conditions, ranging from 650 °C and 1 kbar (magmatic fluid phase exsolving at the solidus) to 400 °C and 500 bar (fluid in local equilibrium along a default geothermal gradient). Depending on the magnitude of initial disequilibrium, the breakdown of feldspars and formation of muscovite-quartz greisens requires time-integrated fluid flux of $\sim 10^2$ to $\sim 10^5$ m³ fluid per m² rock. Subsequent muscovite transformation and the formation of topaz-quartz greisen results from additional integrated fluid flux of $\sim 10^2$ to $\sim 10^6$ m³ fluid per m² rock. These wide ranges of fluid fluxes can be narrowed down by considering differences in modal composition of the greisens and accompanying mass (hence volume) changes predicted by our simulations. The volume-conserved replacement can only be reproduced when the fluid fluxes are small and do not exceed ~ 1000 m³ fluid per m² rock. As a consequence, the incoming fluids must have been in disequilibrium with the host rocks (originating at $T = 480$ °C or higher). This is corroborated by the occurrence of topaz-bearing greisens, which cannot be produced by fluids in local equilibrium with host rocks, generating alteration by flow along geothermal gradient only. For a conservative estimate of the time-integrated fluid flux on the order of 10^2 to 10^3 m³ fluid per m² rock, the plausible flux rate is $\sim 10^{-10}$ - 10^{-8} m s⁻¹. The formation of a single greisen vein with a typical volume of 10^3 - $5 \cdot 10^4$ m³ would thus require 10^5 - $3 \cdot 10^7$ m³ aqueous fluid. By using mass balance and an estimated 5 wt. % H₂O dissolved in a granitic magma, such an amount of fluid phase would have exsolved from $5 \cdot 10^5$ - $3 \cdot 10^8$ m³ magma, or an intrusion measuring ~ 80 - 700 m in each dimension.

The new model provides a simple means for utilizing the thermodynamic properties of minerals and aqueous species in the framework of reaction stoichiometries and transport theory in order to estimate the fluid fluxes necessary for the formation of observed alteration styles. The simultaneous consideration of out-of-equilibrium infiltration with precipitation along the pressure-temperature gradient has not been attempted so far, and it reveals that the integrated fluid fluxes in hydrothermal systems may be by several orders of magnitude lower than previously thought.

1. Úvod

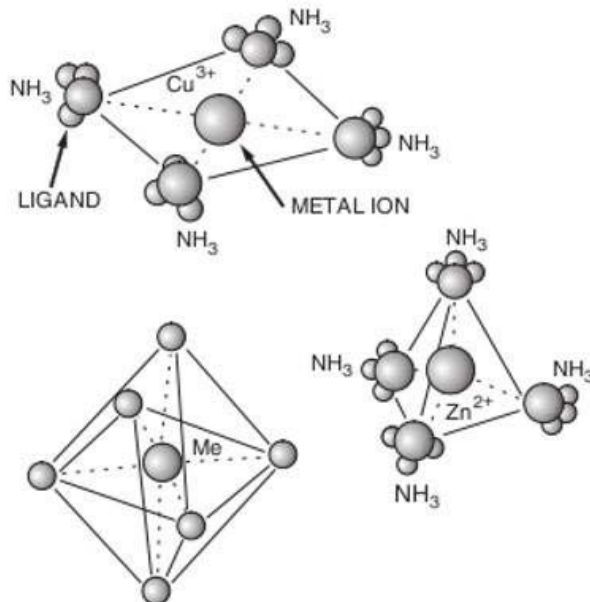
1.1. Hydrotermální pochody

Vodná fluidní fáze se účastní celé řady exogenních i endogenních procesů. Vyšší teplota a tlak způsobují, že se voda vyskytuje v prostředí zemské kůry v kapalném nebo plynném skupenství či ve formě superkritických fluid. Hydrotermální fluida vznikají metamorfní devolatilizací, při subdukci alterované oceánské litosféry nebo při výstupu a krystalizaci magmatu. Pohyb fluid v litosféře se uskutečňuje za neustálých změn ve fyzikálním stavu (např. varem) nebo chemickými reakcemi (např. srážením), příp. výměnou látek s okolními horninami tak, aby došlo k dosažení vzájemné rovnováhy, například za vzniku hydrotermálních alterací (Robb, 2005; Pirajno, 2009). V důsledku krystalizace nebo během poklesu rozpustnosti H_2O s klesajícím tlakem dochází k uvolnění fluidní fáze v chladnoucí intruzi (např. v apikální části) do okolní horniny. Dosáhne-li volná fluidní fáze křivky koexistence kapaliny a páry, var fluid vytváří změnou objemu velké množství mechanické energie, což způsobuje rozpínání a posléze křehké porušení okolní horniny - hydrofrakturaci (Seltmann, 1994). Tento jev má za následek zvýšení permeability hornin a napomáhá tvorbě hydrotermálního systému v oblasti intruze.

Při migraci hydrotermálních roztoků dochází k alteracím okolních hornin, tj. minerálním a chemickým změnám, jejichž povaha závisí na složení horniny, teplotě, tlaku a jejich gradientech. V hydrotermálních roztocích jsou obsaženy hlavně kationty a komplexy typu Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Ba^{2+} či Mn^{2+} , Au^+ , Ag^+ , Cu^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+} a anionty Cl^- , S^{2-} , a PO_4^{3-} , jejichž množství se mění v závislosti na interakcích s okolní horninou.

Míra rozpouštění pevných fází do roztoku je podmíněna relativní hodnotou mřížkové a hydratační entalpie. Jsou-li poloměry kationtů a aniontů rozdílné, mřížková entalpie minerálu je nízká, hydratační entalpie zůstává negativní vysoká a dochází ke zvýšení rozpustnosti (např. Shriver a Atkins, 2006). Uvolnění prvku do roztoku se uskutečňuje za vzniku tzv. hydratační sféry z molekul vody, jejíž stabilita a tedy i existence prvku v roztoku závisí na velikosti náboje uvolněného prvku. Nejstabilnější hydratační sféry tvoří malé kationty s velkým nábojem, např. Ba^{2+} či Li^+ , nejméně stabilní naopak K^+ , Rb^+ nebo Cs^+ s velkým iontovým poloměrem a nízkým nábojem (např. Chenevoy a Piboule, 2007). Stabilita hydratačních sfér se mění s teplotou a tlakem fluidní fáze, např. při konstantním tlaku a rostoucí teplotě mají ionty tendenci asociovat, neboť jejich hydratační sféry se stávají méně stabilní. Tyto změny se projevují změnami rozpustnosti minerálů s teplotou a tlakem (Dolejš a Manning, 2010).

Rozpustnost rudních minerálů v čisté vodné fluidní fázi je velmi nízká (Wood a Samson, 1998), k jejímu zvýšení dochází tvorbou komplexů, které vznikají spojením kationtů kovů s vhodnými aniontovými ligandy prostřednictvím koordinačně kovalentní vazby (obr. 1).



Obr. 1: Struktura komplexů ve vodných roztocích (Maserton, 1981).

Kovy, které přednostně vytváří elektronové akceptory, pocházejí ze skupiny přechodných i nepřechodných prvků (např. Cu, Zn, Pb, Sn, Au, Co, Mo, W). Donorem elektronu v komplexu může být prvek s vyšší elektronegativitou (např. S, F, Cl), nejčastěji ve formě složené specíe (H_2O , Cl^- , OH^- a HS^- ; Pirajno, 2009). Významnými ligandy, které jsou v hydrotermálních roztocích schopny modifikovat hydratační sféru a vytvořit komplexní sloučeninu s kationty, jsou chloridy, hydrogensulfidy, příp. karbonáty. Existence a stabilita jednotlivých komplexů závisí na podobnosti v polarizovatelnosti elektronových obalů kationtu a ligandu.

Na základě Pearsonovy teorie byly kationty a ligandy rozděleny na (i) „tuhé“ ionty, které se vyznačují velkým nábojem, malým iontovým poloměrem a nízkou polarizovatelností tvořící především iontové vazby, a (ii) „měkké“ ionty s větším iontovým poloměrem a snadnou polarizovatelností, jenž mají naopak tendenci tvořit kovalentní vazby. Ionty z podobných skupin tvoří komplexní sloučeniny snadno a jejich společná vazba je stabilnější, než když se na sebe váží ionty s odlišným charakterem (Tab. 1).

Tab. 1: Klasifikace kovů a ligandů (Brimhall a Crerar, 1987).

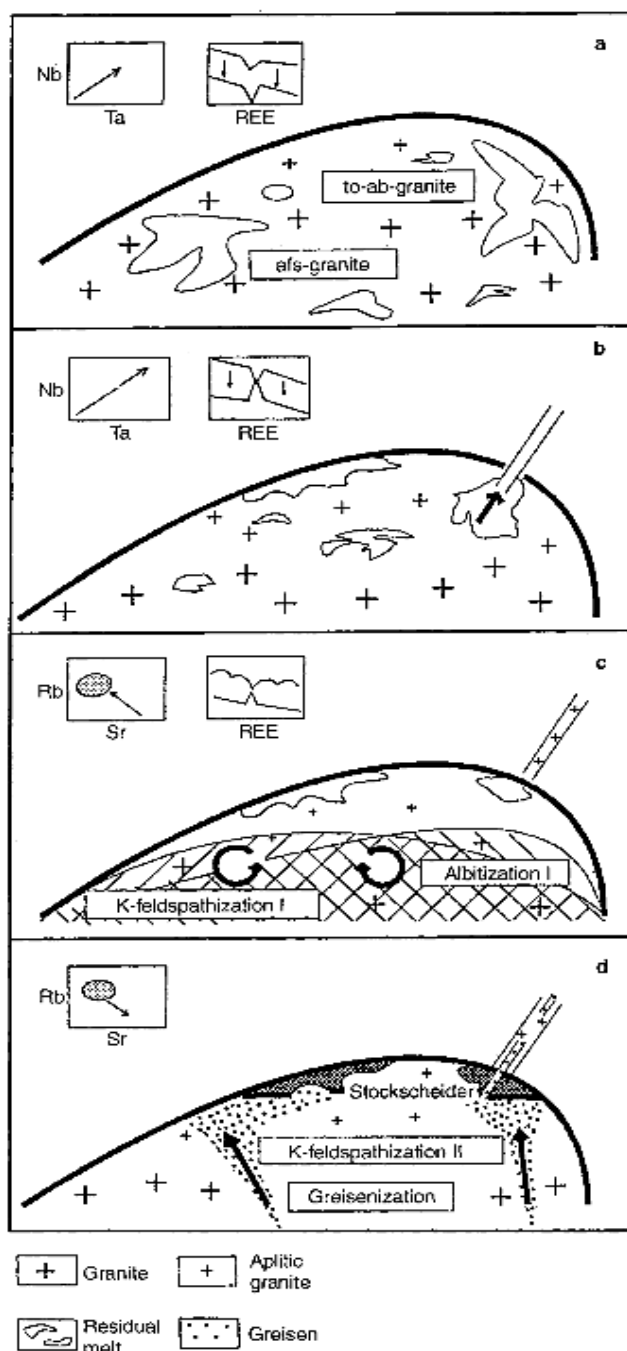
Typ iontu	Tuhé	Přechodné	Měkké
Kationty	H ⁺ Li ⁺ Na ⁺	Fe ²⁺ Co ²⁺ Ni ²⁺	Cu ⁺ Ag ⁺ Au ⁺
	K ⁺ , Rb ⁺ Cs ⁺	Cu ²⁺ Zn ²⁺ Sn ²⁺	Cd ²⁺ Hg ⁺ Hg ²⁺
	Ca ²⁺ Mg ²⁺ Ba ²⁺	Pb ²⁺ , Sb ³⁺ Bi ³⁺	M ⁺ (atomy kovu)
	Ti ⁴⁺ Sn ⁴⁺	SO ₂	
	Fe ³⁺ CO ₂		
Anionty	NH ₃ H ₂ O OH ⁻	Br ⁻	CN ⁻ , CO
	CO ₃ ²⁻ NO ₃ ⁻		H ₂ S, HS ⁻
	MoO ₄ ²⁻ PO ₄ ³⁻ SO ₄ ²⁻		I ⁻
	F ⁻ Cl ⁻		

1.2. Hydrotermální alterace – greisenizace

Greisenizace představuje jeden z hlavních alteračních stylů vázaných na vysoce frakcionované granitové plutony se zvýšeným obsahem fluóru (Burt, 1981; Štemprok, 1987). Od podobných hydrolytických alterací např. v okolí ložisek porfyrového typu se liší přítomností fluoroslíd a topazu (Robb, 2005; Pirajno, 2009). Greiseny jsou často doprovázeny mineralizací typu Sn, W, Mo nebo As, která se projevuje výskytem kasiteritu, wolframitu, molybdenitu, loellingitu a arsenopyritu.

Vznik greisenů souvisí s uvolňováním magmatické fluidní fáze z krystalizujícího granitového magmatu a jejím chladnutím. Při vmístění magmatu a vzniku granitové kupole dochází nejprve ke krystalizaci okrajové vrstvy (*carapace*), příp. okrajového pegmatitu (*stockscheider*). Po skončení krystalizace může granitová kupole sloužit k zachycení hydrotermálních fluid, a tím ke vzniku greisenové alterace.

Genetický model (obr. 2) shrnuje geologické, petrologické a geochemické rysy greisenizace. Vývoj alterace je spojen s variacemi v obsazích stopových prvků. Trendy normalizovaných REE demonstrují vývoj v granitové intruzi způsobený: (i) progresivní frakční krystalizací (obr. 2a), (ii) separací albitem bohaté taveniny projevující se pozitivní Eu anomálií (obr. 2b), (iii) tetradovým efektem způsobeným vysoce reaktivními vodnými roztoky uvolněnými z taveniny (obr. 2c), které jsou spojeny především s apikální částí granitové kupole. Pozdně magmatický vývoj (obr. 2d) doprovází (iv) albitizace a mikroklinizace, která vede k výrazné redistribuci prvků (Breiter et al., 1999).



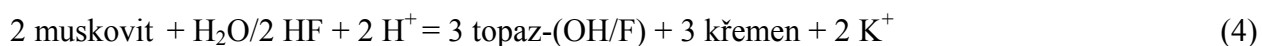
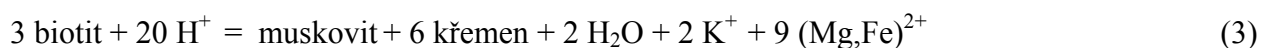
Obr. 2: Genetický model postmagmatických hydrotermálních změn v granitových intruzích (Breiter et al., 1999). Jednotlivá stádia jsou vysvětlena v textu.

Cirkulaci uvolněných postmagmatických fluid doprovází za vyšších teplot (450-600 °C) při nárůstu teploty sodná metasomatóza (albititizace) nebo naopak draselná metasomatóza (mikroklinizace) při chladnutí. S klesající teplotou a tlakem se projevuje rostoucí míra kyselosti fluid a při teplotách 450-300 °C dochází ke greisenizaci a prokřemenění hornin (obr. 3). Při průniku fluid do okolních hornin v kontaktní aureole může docházet k obdobným alteračním změnám za vzniku exogreisenů.



Obr. 3: Greisenové žíly v granitu, pinka na jv. svahu Blatenského vrchu (foto Václav Špillar).

Greisenizační pochod vytváří zonální systém, který odpovídá různému stupni intenzity alteračních reakcí. Nejprve je to hydrolyza, při které se vyměňují alkálie za vodíkový proton při zachování Al a Si (Štemprok a Dolejš, 2010). Alterace dále vede k postupnému snižování obsahu alkálií v hornině, což se projevuje přeměnou plagioklasu a draselného živce na slídy a následně jejich nahrazením topazem. Průběh alterace charakterizují následující reakce:



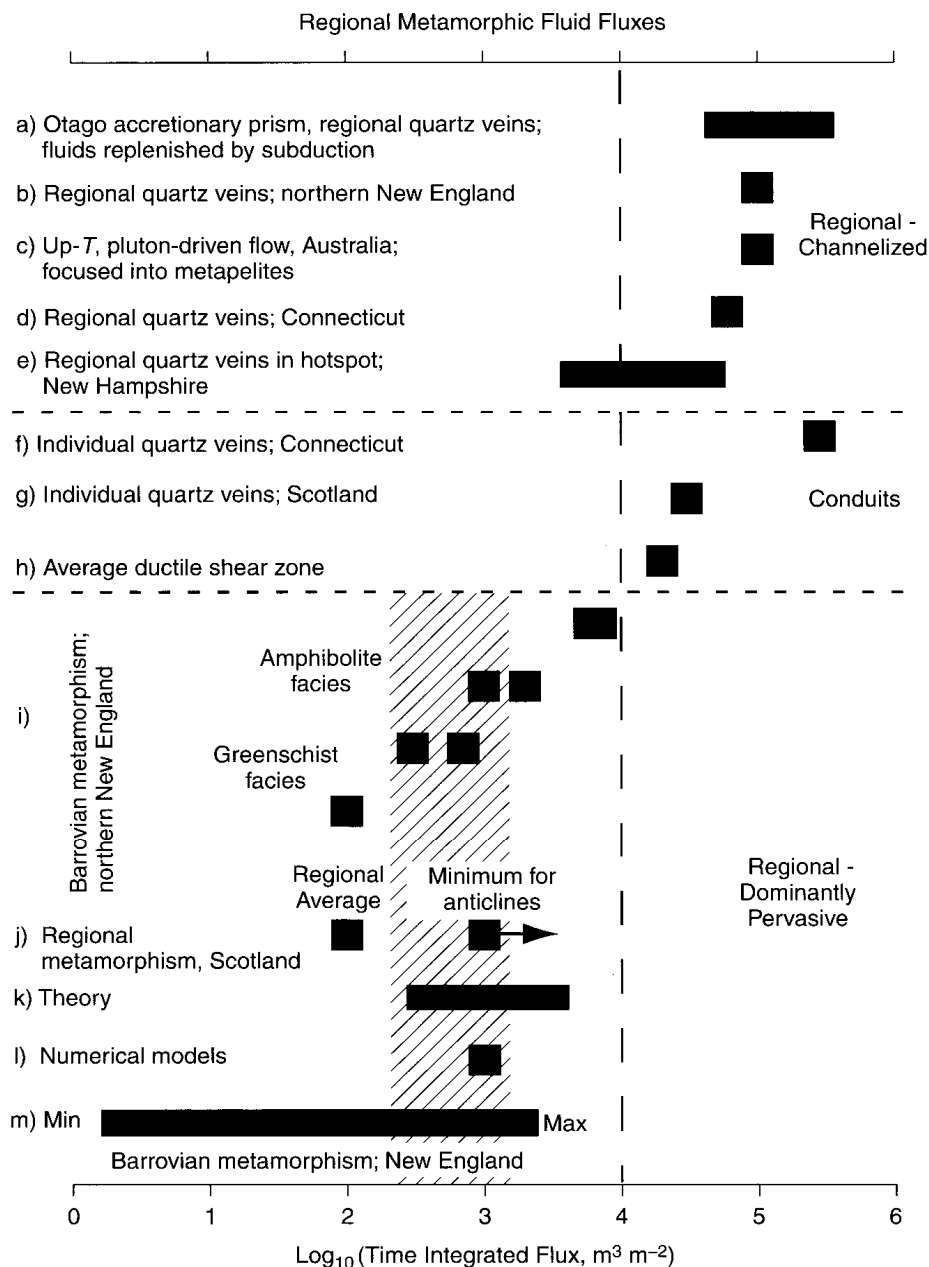
Tyto chemické a minerální přeměny probíhají pravděpodobně za konstantního objemu (Burt, 1981; Dolejš a Štemprok, 2001; Štemprok a Dolejš, 2010). Při výrazném poklesu teploty či tlaku dochází ke srážení křemene z rozpuštěné H_4SiO_4 , které představuje přechod ke křemenným greisenům s volným vyplňováním prostoru.

1.3. Definice problému a cíle práce

Hydrotermální alterace představují konečný záznam průtoku fluidní fáze horninovým prostředím. Určení množství fluidní fáze představuje výchozí bod pro interpretaci látkového přenosu, zdrojů prvkového obohacení a původu hydrotermálních fluid v zemské litosféře. Množství hydrotermálních roztoků v hornině bylo v dřívějších studiích charakterizováno poměrem fluidní fáze-hornina (*fluid-rock ratio*), představujícího množství reagujícího fluida ku množství intereagující horniny. Tento poměr byl stanovován hlavně z bilance stabilních izotopů nebo míry alteračních reakcí, především ve vápenato-silikátových horninách (Taylor, 1977; Ferry, 1991). Model však nemá adekvátní fyzikální základ, protože množství fluidní fáze v okamžité rovnováze s horninou je omezeno její porozitou. Další nedostatkem je, že poměr objemu fluidní fáze a horniny není možné vztáhnout k prostorové orientaci proudění a lze jej jen obtížně přepočítat na průtok nebo podobnou hydrodynamickou veličinu. Proto byla Baumgartnerem a Ferrym (1991) a Ferrym a Dipplem (1991) zavedena transportní teorie pro výpočet celkového průtoku fluidní fáze.

V podmínkách svrchní kůry, kdy dochází k migraci fluidní fáze na velké vzdálenosti díky propojenému systému fraktur nebo pórů, je gradient tlaku aproximován hydrostatickým gradientem, který odpovídá $-\rho_f g$, kde ρ_f je hustota fluidní fáze, g je gravitační zrychlení. Záporné znaménko značí, že směr toku je opačný než směr hydrostatického gradientu. Jelikož hustota fluida je menší než hustota horniny, bude v dané hloubce tlak fluidní fáze menší než tlak okolní horniny a jejich rozdíl se s rostoucí hloubkou zvyšuje. S růstem teploty a tlaku dochází k duktilní deformaci a rekrytalizaci s následkem kolapsu systému pórů. Tlak fluid v hloubce h odpovídá litostatickému tlaku $h\rho_r g$, kde ρ_r je hustota horniny. Tok fluid jednotkou permeabilní horniny je definován Darcyho zákonem. Permeabilita homogenních magmatických hornin je nepřímě úměrná zrnitosti. S klesající velikostí zrn hodnoty permeability rostou v důsledku nárůstu množství intergranulárních kanálů.

Transportní teorie byla dosud téměř výlučně aplikována na devolatilizaci sedimentárních sekvencí během regionální nebo kontaktní metamorfózy. Devolatilizační reakce produkují velké množství fluidní fáze, přičemž průtok integrovaný v čase se blíží hodnotám 10^3 m^3 fluidní fáze na m^2 horniny ($\text{m}^3 \text{ m}^{-2}$). Tyto hodnoty platí především pro pervasivní tok probíhající podél hranic zrn v porézní hornině. V jiném případě je tok usměrněný nebo soustředěný, např. do permeabilních střížných zón nebo fraktur a hodnoty integrovaného průtoku dosahují až $10^5 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$. Příklady znázorněné v obr. 4 představují podmínky nižšího a středního stupně regionální metamorfózy s pervasivním i soustředěným tokem fluidní fáze.



Obr. 4: Odhady celkového průtoku fluidní fáze (Philpotts a Ague 2009). Průměrný regionální tok $10^{2.7} \pm 0.5 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ je označen diagonální šrafovou (počítáno geometrickým průměrem, Ague, 1994).

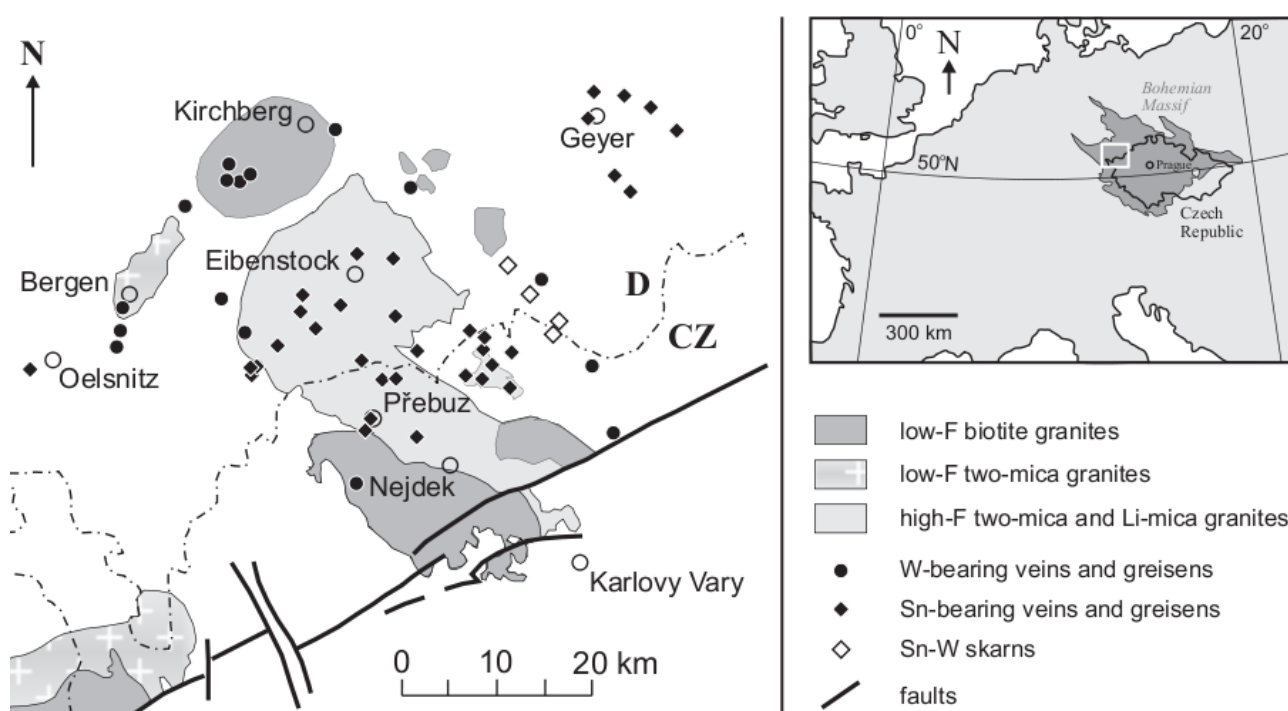
Cílem této práce je popis a interpretace hydrotermálních systémů v blatenském masivu v Krušných horách, které se projevují charakteristickou greisenovou alterací a kasiteritovou mineralizací. Aplikace současných poznatků a rozšíření stávajících modelů umožňuje na základě modální a petrologické analýzy určit integrovaný průtok fluid v jednotlivých stádiích greisenizace.

Dvě úvodní kapitoly představují rešeršní část této práce: první stručně pojednává o fyzikálně-chemických charakteristikách a působení hydrotermálních fluid a o problematice interakcí mezi horninou a hydrotermálními fluidy, zatímco druhá kapitola se zabývá regionální geologií oblasti.

Třetí kapitola podává petrologické zpracování materiálu, tj. jednotlivých granitových prekurzorů, greisenizovaných hornin a greisenů, na základě studovaných makrovzorků a výbrusů. Čtvrtá kapitola navazuje prostřednictvím geochemie hornin a zabývá se látkovou bilancí greisenizace. Těžištěm práce je pátá kapitola, která popisuje nový a rozšířený model pro výpočet průtoku fluid a využívá jej ke stanovení této veličiny pro muskovit-křemenné a topaz-křemenné greiseny.

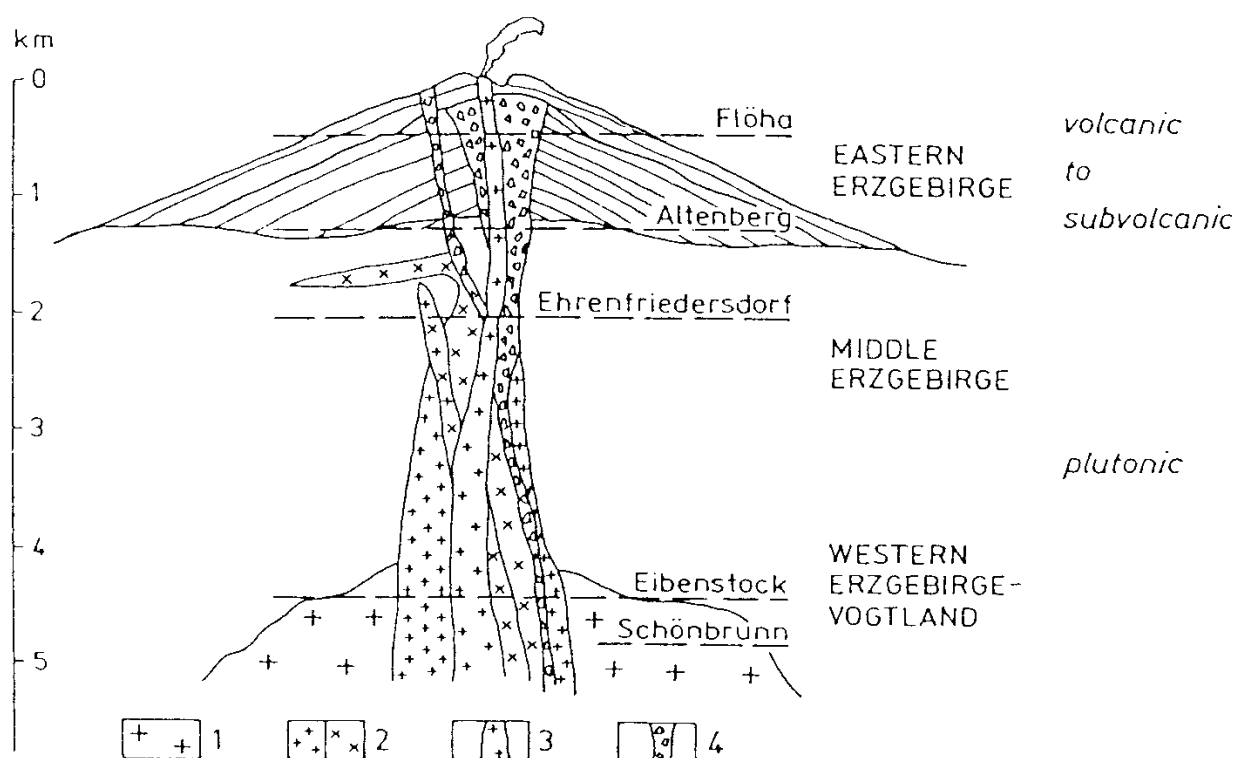
2. Geologické poměry

Intruze blatenského masivu je součástí západokrušnohorského granitového plutonu v zóně saxothuringika variského orogénu. Krušné hory tvoří 150 km dlouhé antiklinorium, které se táhne se v sv.-jz. směru podél hranic České republiky s Německem. Krušnohorské antiklinorium proráží řada variských granitových intruzí, ke kterým patří kirchbergský, nejdek-eibenstocký a blatenský masiv na západě spolu s dalšími drobnými výskyty ve středních a východních Krušných horách, např. Greifensteine, Schellerhau, Sadisdorf, Cínovec a Fláje (obr. 5).



Obr. 5: Rozšíření granitových typů v západních Krušných horách (Wasternack et al., 1995; Baumann et al., 2000; Rojík, 2005; Štemprok a Dolejš, 2010)

Názory na původ intruzí prošly vývojem od předpokladu jednotného krušnohorského plutonu (Watznauer, 1954), přes představu tří dílčích plutonů - východního, středního a západního až po teorie o řadě dílčích magmatických intruzí s různým stářím i vývojem (Breiter et al., 1999; Förster et al., 1999; Breiter, 2005), které lokálně přecházejí do subvulkanických struktur (obr. 6).



Obr. 6: Vertikální schéma intruzivních, žilných a vulkanických fází acidního magmatismu Krušných hor (Seltmann a Schilka, 1991).

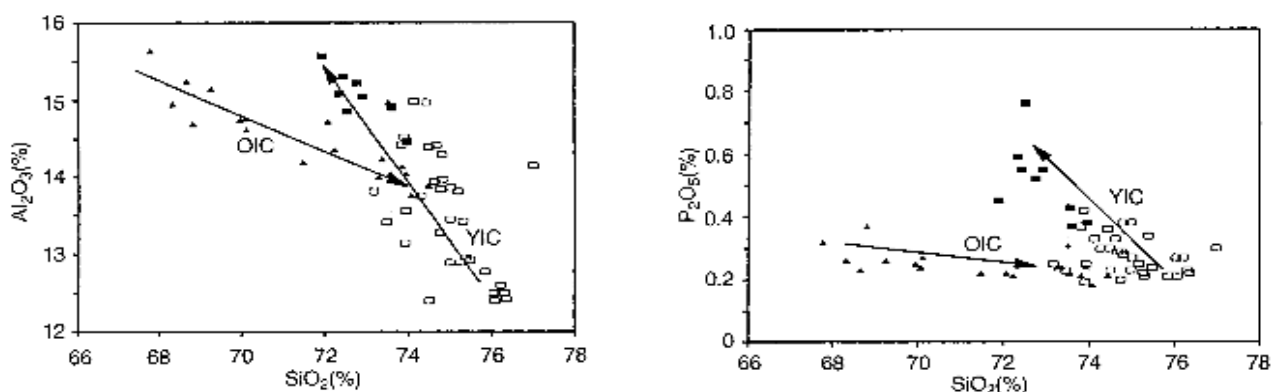
Variské granity Krušných hor byly klasifikovány na základě geologické pozice, příp. chemického a minerálního složení na dvě hlavní skupiny (Tab. 2): (i) starší „horský“ typ, který odpovídá biotitickým granitům s nízkým obsahem fluóru (tzv. *older intrusive complex*, OIC) a (ii) mladší „krušnohorský“ typ dvojslídných až Li-slídových granitů s vysokým obsahem fluóru, obohacením inkompatibilními prvky a doprovázený Sn-W mineralizací (tzv. *younger intrusive complex*, YIC; Laube, 1876; Zoubek et al., 1963; Breiter, 1987; Breiter et al., 1999). V rámci obou intruzivních komplexů se vyskytují silně peraluminické granity (*alumina saturation index*, $ASI = 1,1-1,3$) s vysokými obsahy fosforu a ochuzením o Zr, Nb, Ta a těžké vzácné zeminy, a slabě peraluminické typy ($ASI = 1,0-1,1$) s nízkým obsahem fosforu, vyššími obsahy Nb, Ta a těžkých vzácných zemin, a spojené s vulkanickou aktivitou (Breiter, 2005).

Tab. 2: Přehled klasifikací krušnohorských granitoidů s příklady (Breiter, 2005).

Tradiční klasifikace (Laube)	Klasifikace ze 70.let	Petrografická klasifikace	Chemická klasifikace (Förster et al., 1999; Breiter, 1999)		Příklady
			silně peraluminické	slabě peraluminické	
Horský granit	Starší intruzivní komplex- OIC	Biotitický monzogranit	<u>OIC/S</u>	<u>OIC/I</u>	Nejdek; Fláje; Loket ve Slavkovském lese; Kirchberg
	Starší intruzivní komplex- OIC/TG přechodné typy	Dvojslídny granit	<u>OIC/TG</u>	žádný zástupce	Bergen; Kfely ve Slavkovském lese
Krušnohorský granit	Mladší intruzivní komplex YIC/MG okrajové typy	Dvojslídny granit s oligoklasem	<u>YIC/S</u>	<u>YIC/A</u>	Sadisdorf; Cínovec (Zinwald); Krupka; Seiffen; Gottesberg; Eibenstock; Nejdek; Třidomí; Milíře a Čistá ve Slavkovském lese Ehrenfriedersdorf
	Mladší intruzivní komplex YIC	Ab-bt granit až Ab-Li slída-Tp granit			

2.1. Chemické složení granitů krušnohorského batolitu

Chemické složení granitů staršího a mladšího intruzivního komplexu se liší v poklesu Si, K a nárůstu Al, Na a F v mladších členech. Zároveň obsahy Ti, Mg, Fe a Ca se průběžně snižují (Breiter et al., 1999). Z hlediska obsahu Al_2O_3 v granitech byly v rámci staršího i mladšího intruzivního komplexu vyčleněny dva typy: (i) silně peraluminické granity s poměrem $ASI = 1,1-1,3$ se systematicky rostoucími hodnotami P_2O_5 (0,3 až 1,5 hm. %) a ochuzením o HREE a HFSE. Tyto granity odpovídají S-typu podle klasifikace Chapella a Whitea (1974), resp. synkolizním granitům (Pearce et al., 1984); a (ii) slabě peraluminické granity s hodnotou $ASI = 1,0-1,1$ nízkými obsahy P (méně než 0,05 hm. % P_2O_5) a obohacením o REE a HFSE. Tato skupina je mezi granitoidy Krušných hor méně častá, jedná se o vnitrodeskové, méně vyvinuté I-typy až vyvinuté A-typy.



Obr. 13: Diferenciační vývoj granitů v diagramech Al_2O_3 vs. SiO_2 a P_2O_5 vs. SiO_2 pro starší a mladší intruzivní komplex (Breiter et al., 1999).

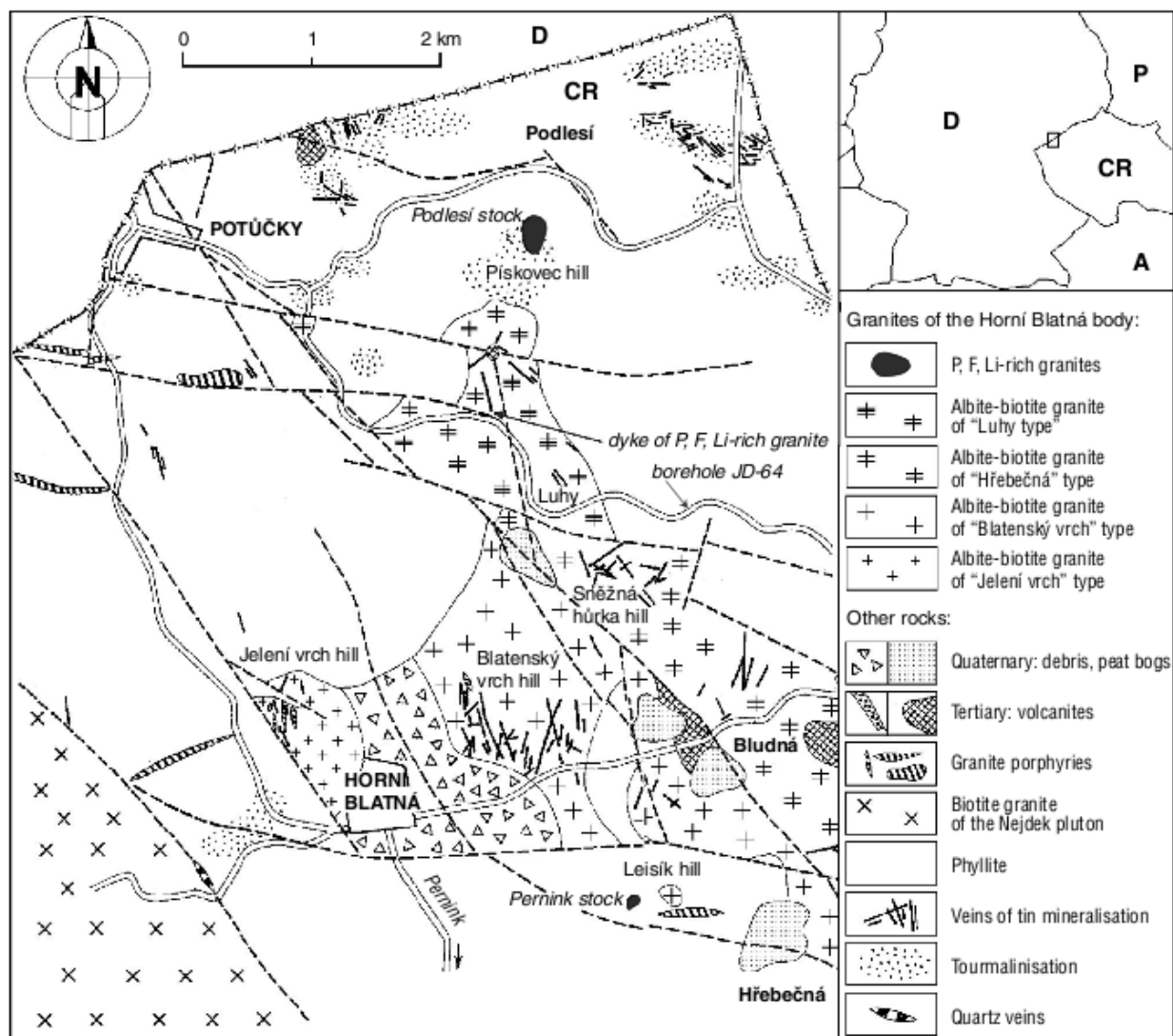
Stupeň diferenciace krušnohorských granitů je vysoký, poměr Rb/Sr vzrůstá od 1 do 100, a U/Th od 0,1 do 10. Velké množství vzácných alkálií (Li, Rb, Cs) a HFSE (Nb, Ta, Sn, W, U) je výsledkem pokročilé diferenciace (Breiter et al., 1999).

Výsledné chemické složení granitů bylo ovlivněno několika faktory: (i) jeho protolitem a teplotně tlakovými podmínkami během anatexe, (ii) procesy diferenciace při výstupu magmatu, (iii) mechanismy diferenciace během vmístění, chladnutí, krystalizace a oddělení fluidní fáze. Výchozí magma granitů staršího a mladšího intruzivního komplexu pochází z hloubek 20–25 km při teplotách 850–900 °C. Odhadované původní množství vody v tavenině bylo 3–4 hm. % a během postupné diferenciace se zvýšilo až na 10 hm. % (Thomas a Klemm, 1997) za současného nárůstu obsahu fluóru (až 4 hm. %). Přítomnost F způsobila snížení teploty solidu (např. Dolejš a Baker, 2007), a umožnila vmístění do svrchní kůry kolem 4 km (starší intruzivní komplex) a 2.5 km (mladší intruzivní komplex).

Původ cínu pro hydrotermální mineralizaci zůstává zatím otevřený, může se jednat o kombinaci několika různých zdrojů: (i) rozpad horninotvorných či akcesorických minerálů granitu nebo (ii) přínos fluidní fáze z vnějších zdrojů. Množstvím Sn v horninotvorných minerálech cínových granitů se zabývali např. Barsukov (1957), Taylor (1979) a Tischendorf et al. (1999), kteří uvádějí 50–500 ppm Sn v biotitu a 15–80 ppm Sn v ilmenitu. Krystalová mřížka původního biotitu je zdrojem množství kovů s vysokým oxidačním číslem (Sn, W, Mo, Nb a Ta) k jejichž uvolnění dochází při jeho rozpadu, příp. sericitizaci (Johan a Johan, 2001).

2.2. Geologie blatenského masivu

Blatenský masiv se rozprostírá na ploše 12 km² omezené lokalitami Hřebečná-Čupřina-Luhy-Horní Blatná-Jelení vrch-Bludná-Hřebečná. Masiv proniká epizonální vulkanosedimentární série sz. okraje krušnohorského krystalinika (Zoubek, 1963; Komárek, 1968). Tuto relativně monotónní krystalinickou sérii o mocnosti ~700 m rozděluje Sattran (1964) na (i) svrchní část s grafiticko-chloriticko-sericitickými fylity, kvarcitickými fylity a grafitickými kvarcity s vložkami skarnizovaných metabazitů, (ii) střední část s chloriciticko-sericitickými fylity s vložkami kvarcitických fylitů, kvarcitů a zelených břidlic, (iii) na spodní část s albiticko-chloriticko-sericitickými fylity a přechodní sérií jáchymovského krystalinika.



Obr. 7: Geologická mapa blatenského masivu s vyznačenou greisenizací (Breiter, 2002).

Průnik granitů měl za následek vznik kontaktního dvora, ve kterém se vyskytují skvrnité a plodové břidlice s muskovitem a biotitem, ke kterým ve vnitřní části aureoly přistupují andalusit a vzácně pinitizovaný cordierit (Satran, 1964). Kontaktní metamorfóza způsobila přínos Si, B a Na do okolních hornin, který se projevuje vznikem albitu, turmalínu a křemene, jež jsou doprovázeny exokontaktní kasiteritovou mineralizací (Komárek, 1968).

Granity blatenského masivu patří k mladší intruzivní fázi krušnohorského batolitu (YIC) a představují několik typů vysoce vyvinutých porfyrických, středně zrnitých až jemnozrných granitů, doprovázených cínovou mineralizací greisenového typu (obr. 7). Převážná část blatenského masivku je tvořena středně až hrubozrným porfyrickým biotitickým granitem s proměnlivými obsahy topazu a turmalínu (turmalín se místy vyskytuje ve formě turmalínových miarolitických výplní). V jihozápadní části převažuje jemnozrný biotitický granit s příměsí turmalínu, zatímco pro severní oblast je charakteristický výskyt leukokrátního granitu se zvýšenými obsahy albitu. Původně předpokládaná verze o původu leukokrátního granitu jako příkontaktní facie (Komárek, 1968; Škvor et al., 1974) byla nahrazena názorem, že jde pravděpodobně o aplitická tělesa. Masiv je j. od Podlesí a jv. od Horní Blatné doprovázen lithnými granity a na mnoha místech prorážen porfyry převážně ve směru S-J a SZ-JV, žíly ve směru V-Z jsou tvořeny granitovým porfyrem a syenitodioritovým porfýritem.

Podrobné petrografické, příp. geochemické klasifikace granitů blatenského masivu se různí (srv. např. Komárek, 1968; Škvor et al., 1974; Breiter et al., 1987; Breiter, 2005). Podle vlastního terénního studia nejvíce vyhovuje přístup Breitera et al. (1987), kteří vymezují následující regionální variety:

(1) typ Blatenský vrch s. l.: představuje v masivu geochemicky nejprimitivnější granit, který petrograficky zahrnuje dvě petrograficky rozdílné variety: Blatenský vrch s. s. - hrubozrný biotitický granit v jv. části masivu, a jemnozrný porfyrický biotitický granit typu Jelení vrch;

(2) typ Hřebečná: geochemicky přechodný typ mezi typem Blatenský vrch s. l. a vyvinutějším typem Luhy. Vyskytuje se ve východní části masivu, sv. od bludenské zóny,

(3) typ Luhy: sv. od bludenské zóny se nachází hrubozrný porfyrický biotitický granit s vysokými obsahy Li, Rb a F, dokládající vysoký stupeň magmatické diferenciace;

(4) lithný granit, který představuje nejvíce geochemicky vyvinutý člen blatenského masivu, jež se vyskytuje j. od Podlesí a jv. od Horní Blatné. Teorie původu lithných granitů se různí, předpokládá se buď vznik magmatickou diferenciací (Škvor, 1986) nebo postmagmatickou metasomatózou (např. Štemprok in Janečka et al., 1973). Na okraji a v žilném doprovodu lithného granitu typu Podlesí je místy vyvinut okrajový pegmatit s orientovanými strukturami chladnutí (*unidirectional solidification textures*, obr. 8).



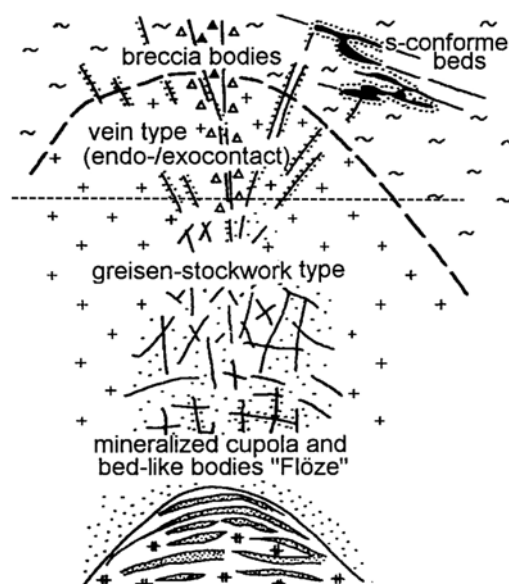
Obr. 8: Orientované megakrysty K-živce, které představují solidifikační texturu podchlazení vyvinutou při j. endokontaktu lithného granitu v Podlesí (foto Václav Špillar).

Jedná se o jednoduchou magmatickou strukturu s krystaly draselného živce orientovanými kolmo k magmatickému zvrstvení, které je typické pro granitové taveniny s vysokým obsahem těkavých složek (Breaks a Moore, 1992). Pro vznik se předpokládá výrazný vliv silného podchlazení na heterogenní nukleaci, rychlý růst živcových krystalů a oscilační změny ve složení okolní vrstvy taveniny (Breiter, 2005).

Na základě petrografických vztahů a geochemického složení předpokládají Breiter et al. (1987) následující časovou vývojovou řadu v rámci blatenského masivu: typ Jelení vrch, typ Blatenský vrch *s. s.*, typ Hřebečná, typ Luhy a lithné granity. Ve vertikálním směru se pak střídá porfyrický, středně až hrubozrnný granit s porfyrickým středně až jemnozrnným granitem s turmalínem (Štemprok a Dolejš, 2010).

Pro blatenský masiv je charakteristická postmagmatická alterace greisenového typu, která probíhá jako hydrotermální proces po krystalizaci granitové intruze v hloubkách 1,5 až 2 km pod paleopovrchem (Zoubek et al., 1963; Sattran, 1965). Tok hydrotermálních fluidů může být prostorový s využitím propustnosti horniny nebo soustředěný do permeabilních křehkých zón a fraktur.

V blatenském masivu převažuje především puklinová greisenizace (obr. 9 a 10), která ovlivnila později složené mafické a felsické žilné vyvěřelé horniny, žulové porfyry, aplitické granity a subvulkanické ryolity, které mohou být o přibližně 25-35 mil. let mladší než okolní granity (Breiter et al., 1987; Štemprok a Dolejš, 2010). Toto pozorování vede k domněnce, že hydrotermální systém blatenského masivu může představovat mladší událost, která nesouvisí s vmístěním, krystalizací a tepelným režimem granitů.



Obr. 9: Strukturní typy a prostorová zonálnost greisenů v krušnohorském batolitu (Seltmann et al., 1994, upraveno). Přerušovaná čára odpovídá úrovni dnešního povrchu v blatenském masivu.

Typ greisenového systému závisí na míře tektonického porušení a na topografii svrchní části intruze. Například vyšší míra heterogenity okolní horniny podporuje vznik tzv. puklinových greisenů, které jsou charakteristické především vertikálně uloženými žilami. Mocnost greisenových tahů se pohybuje od jednotek centimetrů až po desítky decimetrů. Časté jsou paralelní struktury, místy sjednocené a vytvářející jednotný, někdy až několik metrů široký pás. Rozsah závisí na míře propagace puklinových struktur vertikálně i laterálně. Na křížení struktur tím dochází k bohatější mineralizaci. Výplň žil obvykle tvoří křemen, topaz a slídy (Breiter, 1987).

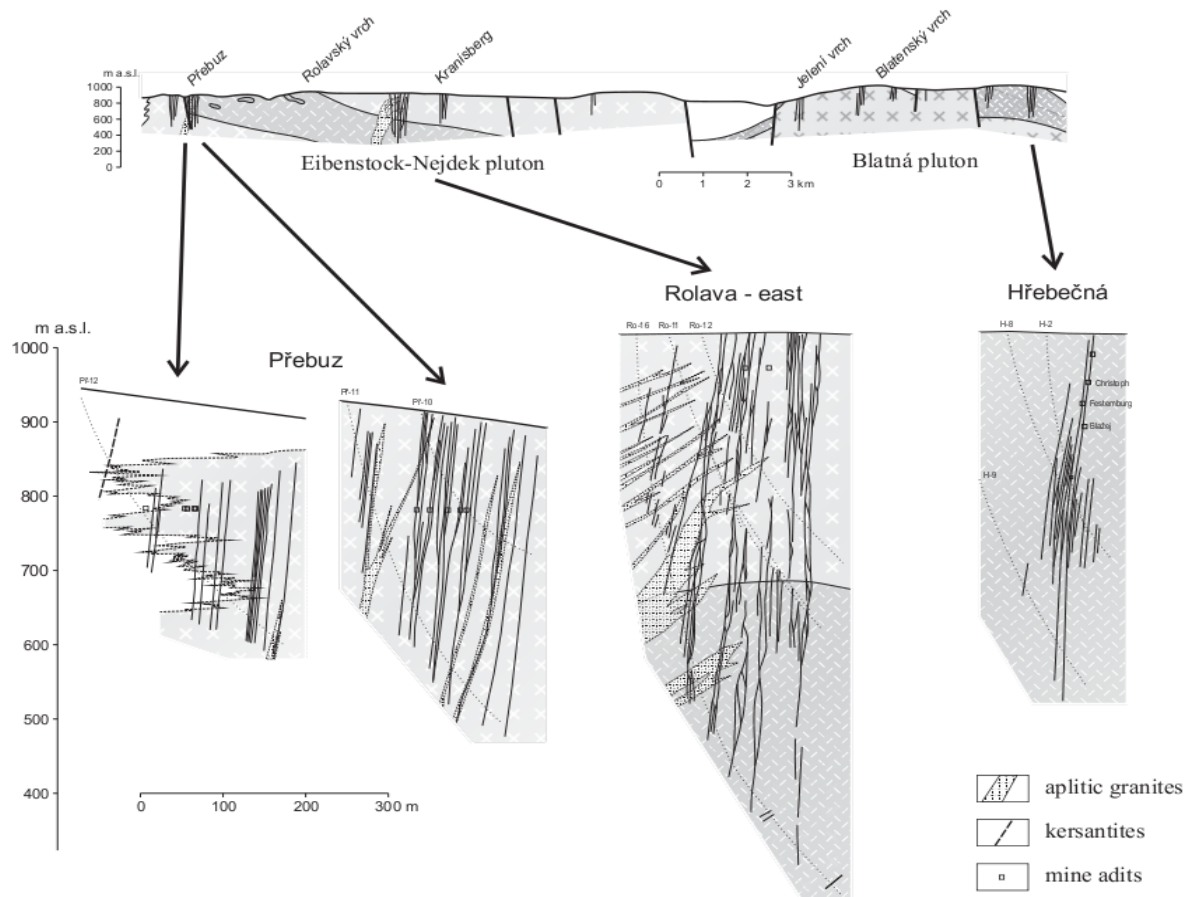
Úplný sled greisenizace představuje sekvence: biotitický nebo Li-slídový granit, „autometamorfovaný“ granit, greisenizovaný granit, muskovitický greisen, turmalínový nebo topazový greisen a křemenný greisen s kasiteritem, příp. wolframitem, sulfidy a hematitem (Pácal a Pavlů, 1967; Komárek, 1968). Ve vertikálním sledu přechází v blatenském masivu porfyrický středně zrnitý granit do středně až jemnozrného granitu s akcesorickým turmalínem. Typ greisenů je především křemen-muskovitický nebo křemen-zinnwalditový. Obsahují topaz, turmalín, chlorit, apatit, místy adulár, akcesoricky fluorit, rutil, zirkon, loellingit, arsenopyrit nebo hematit. Kasiterit se vyskytuje v greisenech buď v podobě jednotlivých zrn nebo prorůstá horninou spolu s muskovitem. Ve svrchní části převažuje topazový greisen, v nižších partiích slídnato-křemenný nebo křemenný greisen. Ve svrchní části se soustřeďuje arsenopyrit (loellingit), řídce wolframit. Rozsah ekonomicky využitelné mineralizace je 160 až 200 m (Štemprok a Dolejš, 2010). V okolí Hřebečné jsou charakteristické výskyty turmalínových nodulí v granitu, a vzácné výskyty aplitových žil. Sv. od bludenského žilného pásma se vyskytuje ložisko Mauritius obsahující dvě žíly

ukloněné 85° k SZ. Charakteristické jsou výskyty topazových a slídnato-topazových greisenů ve svrchní části, slídnato-křemenných greisenů ve spodní části. Významným rudním minerálem je kasiterit, který se koncentruje ve slídou nebo hematitem bohatých oblastech. V hloubkách 480 m greiseny přecházejí do nevyplněných puklin (Breiter et al., 1987). Na Jelením vrchu postihuje greisenová alterace granity i porfyrové (mikrogranitové) žíly, které dávají vzniknout turmalín-topaz-křemenným greisenům s kasiteritem.



Obr. 10: (a) opuštěné důlní dílo s vyznačenou greisenovou alterací, Scherbrovy domky u Bludné (foto Václav Špillar); (b) greisenové žilky ve středně zrnitém granitu, Sněžná hůrka.

Vznik a vývoj puklinových greisenů je předurčen strukturními nehomogenitami oblasti (srv. obr. 11). Blatenský masiv je porušen zlomy sv.-jz., méně v.-z. směru. Systém sz. až ssz. zlomů byl pravděpodobně předvariského stáří a sloužil k výstupu magmat variských granitů i neovulkanitů. Greiseny jsou dokumentovány v puklinových systémech různé orientace, například V-Z, SZ-JV, SV-JZ a S-J, přičemž ekonomicky nejvýznamnější jsou pukliny orientované v sz. směru.



Obr. 11: Geologický profil nejdecko-eibenstockým a blatenským a masivem s výskyty greisenů v Přebuzi, Rolavě, Horní Blatné a Hřebečné (Štemprok a Dolejš, 2010).

Fyzikálně-chemické podmínky greisenizace v blatenském a nejdecko-eibenstockém masivu byly odvozeny na základě studia fluidních inkluzí v topaz-křemenných greisenech v západních Krušných horách (Boží Dar - Hubertky, Vykmánov a Přebuz). Proces greisenizace proběhl v celé studované oblasti za podobných podmínek, v rozpětí teplot od 500-470 do 320-300 °C. V systému působily současně dva typy fluid o různém chemickém složení: (i) vysoce koncentrované solanky (ca. 40 hm. % solí) a zředěné roztoky (2,5-4,5 hm. % solí). Možnou příčinou jejich vzniku bylo oddělení plynné fáze od více koncentrovaného roztoku při varu za 400 °C a následující zkapalnění páry o nízké hustotě (tzv. kontrakce) při chladnutí (370-300 °C). Roztoky jsou převážně sodno-chloridového charakteru s nízkými obsahy Ca a zanedbatelným podílem CO₂ (Ďurišová, 1984).

3. Petrologie blatenského masivu

Pro bližší studium hydrotermálních procesů byly odebrány z oblastí Pískovec, Čupřina, Bludná, Luhy, Sněžná hůrka, Blatenský a Jelení vrch, Lesík a Hřebečná kusové vzorky granitů a greisenů. Většina vzorků byla naříznuta a z části byly zhotoveny leštěné výbrusy (MH-2, MH-5, MH-8, MH-17a, MH 17b, MH-18a, MH-18b). Tato kapitola podává popis hlavních typů granitů a greisenů ze studia těchto a dalších výbrusů D. Dolejše (BL-2, BL-17, BL-24, BL-25, BL-27).

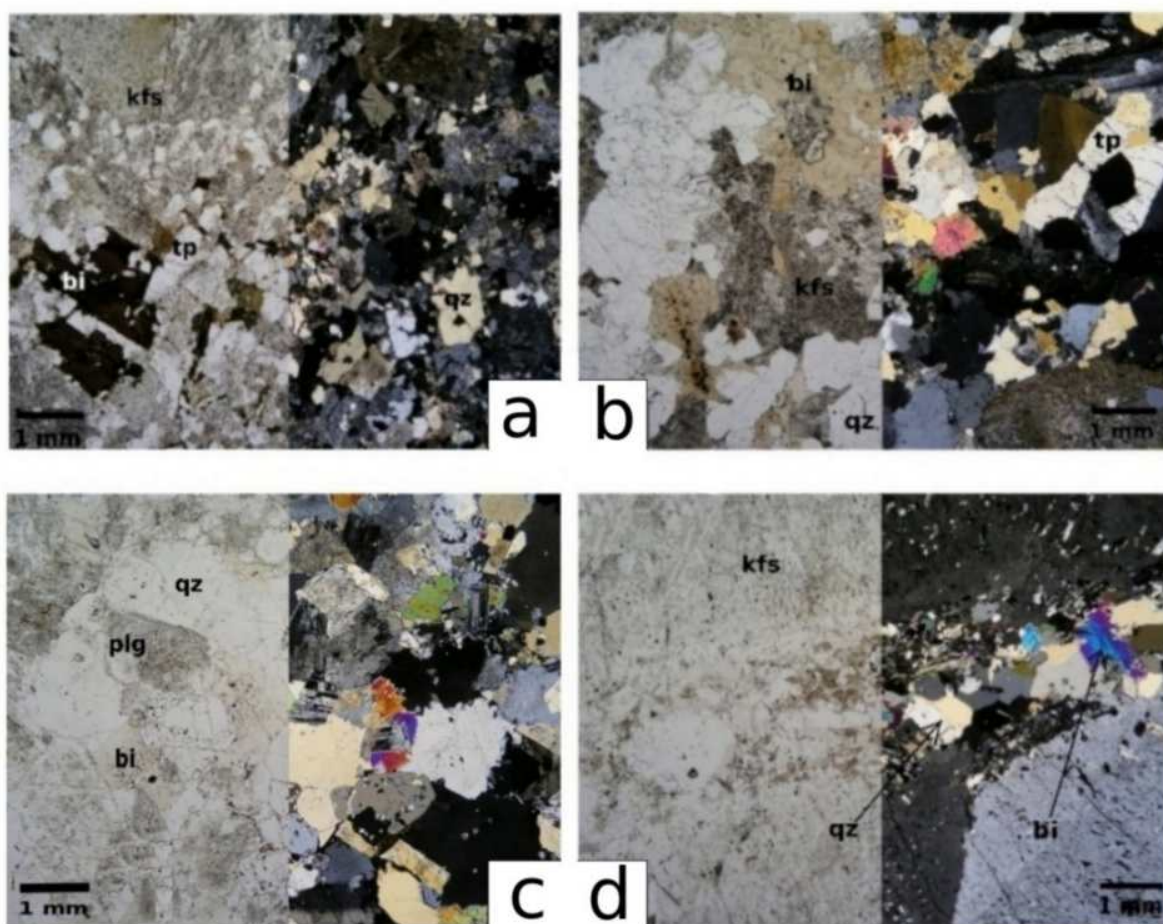
3.1. Granity

Na základě petrografických charakteristik a chemického složení rozlišili Breiter et al. (1987) v rámci blatenského masivu čtyři typy granitů: Jelení vrch, Blatenský vrch, Hřebečná, Luhy a lithný granit.

Typ Jelení vrch (výbrus BL-2, obr. 12a) je porfyrický biotitický granit s jemnozrnnou základní hmotou. Lehce zakalené vyrostlice K-živce (17 %) dosahují velikosti až 5 mm. Jednotlivá zrna jsou euhedrálně omezená, dvojčatí podle karlovarského zákona a jsou často obrostlá drobnými zrny křemene. V K-živci je pozorovatelné odmišení albitových lamel (perthitizace), lokálně i mikroklinové mřížkování. Křemen (15 %) se vyskytuje ve formě anhedrálně omezených vyrostlic se slabě undulózním zhášením. V základní hmotě jsou přítomna drobná zrnka křemene dosahující velikosti 0,3 mm (20 %). Společně s křemenem se v základní hmotě vyskytuje plagioklas (25 %). Slídy jsou zastoupeny subhedrálně omezeným biotitem (10 %) s tmavě červenohnědým pleochroismem a pleochroickými dvůrky okolo zirkonu. Bělení biotitu je indikátorem posunu chemismu směrem k zinnwalditu, příp. hydrotermální alterace (přeměna na muskovit). Lokálně dochází k chlorititizaci biotitu. Ve výbruse byl pozorován xenolit kontaktního rohovce s pinitizovaným cordieritem, což potvrzuje interpretaci tohoto typu v klasifikaci Breitera et al. (1987) jako okrajové facie.

V rámci diferenciační řady více vyvinutý typ Luhy (výbrus BL-24, obr. 12b) je středně až hrubě zrnitý porfyrický topaz-protolithionitový granit s všesměrně zrnitou strukturou. Euhedrální vyrostlice jsou tvořeny zakaleným K-živcem (25 %) o velikosti až 1 cm, který dvojčatí podle karlovarského zákona. V živcích jsou místy uzavřena drobná zrna křemene a biotitu. Okraje vyrostlic jsou zřídka obklopeny lemem drobných zrn křemene nebo plagioklasu. Plagioklas tvoří subhedrální zrna s alterovanými středy, které představují původní Ca-bohatší jádra. U plagioklasu a

K-živců dochází k zakalení v důsledku hydrotermální alterace. Křemen (21 %) tvoří polykrystalinní shluky o velikosti až 6 mm, složené z anhedrálně omezených, slabě undulózně zhášejících zrn (1-2 mm), dále shluky a jednotlivá zrna o velikosti ~0,2 mm (20 %). V základní hmotě se také vyskytuje subhedrální plagioklas (až 4 mm), jehož tvar je omezen okolním křemenem, příp. tmavou slídou. V základní hmotě je zastoupen protolithionit (5 %), který má světle hnědý pleochroismus. K bělení biotitu dochází od okrajů směrem do centra lupínek. Indikátorem změny chemismu je také zvýšení řádu interferenčních barev při pozorování výbrusu ve zkřížených nikolech, zatímco u původního biotitu se pohybuje v prvním řádu, bělení způsobuje posun barev na hranici prvního a druhého řádu. Zřídka se objevuje topaz (do 5 %), který se vyznačuje protáhlým, místy kapkovitým tvarem s dobře rozeznatelnou nedokonalou štěpností a vyšším reliéfem oproti křemeni. Velikost zrn topazu se pohybuje kolem 0,5 mm.



Obr. 12: Mikrofotografie granitů blatenského masivu a jejich textur: (a) granit typu Jelení vrch (BL-2), b) granit typu Luhy (BL-24), c) stock granit typu Podlesí (BL-17), (d) stockscheider j. od Podlesí (BL-27). Mikrofotografie jsou sestaveny ze snímků bez a ve zkřížených nikolech (bi – biotit až zinnwaldit, kfs - K-živec, kst - kasiterit, mu - muskovit, plg - plagioklas, qz - křemen, tp - topaz).

Výbrus granitu z Podlesí (BL-17, obr. 12c) představuje drobně až středně zrnitý topaz-zinnwalditový granit s všesměrně zrnitou strukturou. Křemen tvoří 40 % horniny; jednotlivá zrna

jsou anhedrálně omezená a mají izometrický tvar o maximální velikosti 1 mm. V některých místech se podél vnitřních okrajů zrn topazu vyskytují drobné uzavřeniny křemene. K-živce (15 %) je tvořen ojedinělými protáhlými zrny, která dosahují 3 až 6 mm, dvojčatí podle karlovarského zákona, a místy uzavírají zrna křemene. K-živce je často zatlačován plagioklasem či křemenem. Subhedrálně omezené lišty plagioklasu dosahují délky okolo 1 mm. Zastoupení slídy ve výbrusu je okolo 5 %; vysoké interferenční barvy (oranžová až červená) značí vysoké zastoupení lithia v mřížce slídy, pravděpodobně odpovídající zinnwalditu. Mezi jednotlivými lupínky slídy jsou přítomny shluky drobného topazu.

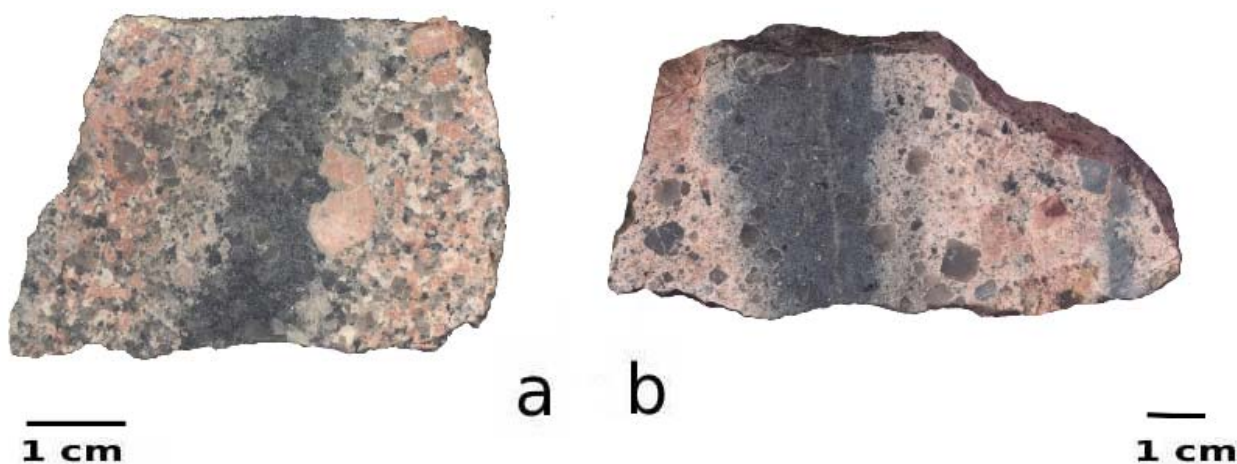
Struktura stockscheideru (pegmatitu) z pně v Podlesí (výbrus BL-27, obr. 12d) je typická hojným výskytem protáhlých až vějířovitých, často paralelně uspořádaných vyrostlic K-živce, jejichž délka dosahuje až 5 cm. Megakrysty K-živce (55 %) jsou euhedrálně omezené, a obsahují četné inkluze křemene, plagioklasu a lithné slídy uspořádané podél růstových zón. Základní hmota stockscheideru je složena z anhedrálně omezeného křemene (0,5 mm), protáhlých lupínků vyběleného zinnwalditu (0,5 mm), subhedrálních lišt plagioklasu (0,3 mm) a v malém množství topazu.

3.2. Greiseny

Protolit greisenových žil blatenského masivu odpovídá různým typům granitu, které se liší texturně, mineralogicky i stupněm chemické diferenciací (Tab. 3). Greiseny jsou masivní, středně až jemně zrnité horniny, místy s reliktní porfyrickou strukturou definovanou původními vyrostlicemi křemene. Zrnitost greisenů závisí na původním granitu, i když se velikost zrn v průběhu greisenizace nejprve zmenšuje a v pozdějších stádiích se rekrytalizací opět zvětšuje (Komárek, 1968). Ideální sled greisenizace představuje série: granit, „autometamorfovaný“ granit, greisenizovaný granit, muskovitický greisen, turmalínový nebo topazový greisen, křemenný greisen s kasiteritem, příp. wolframitem, sulfidy a hematitem (Pácal a Pavlů, 1967; Komárek, 1968). Velikost a tvar reliktních křemenných vyrostlic v slídnato-křemenných a topaz-křemenných greisenech prokazuje, že hydrotermální alterace probíhala za přibližně konstantního objemu (obr. 13). V pozdějším stádiu greisenizace docházelo při otevírání puklin k vyplňování volného prostoru a vzniku křemenných krystalů (obr. 14e).

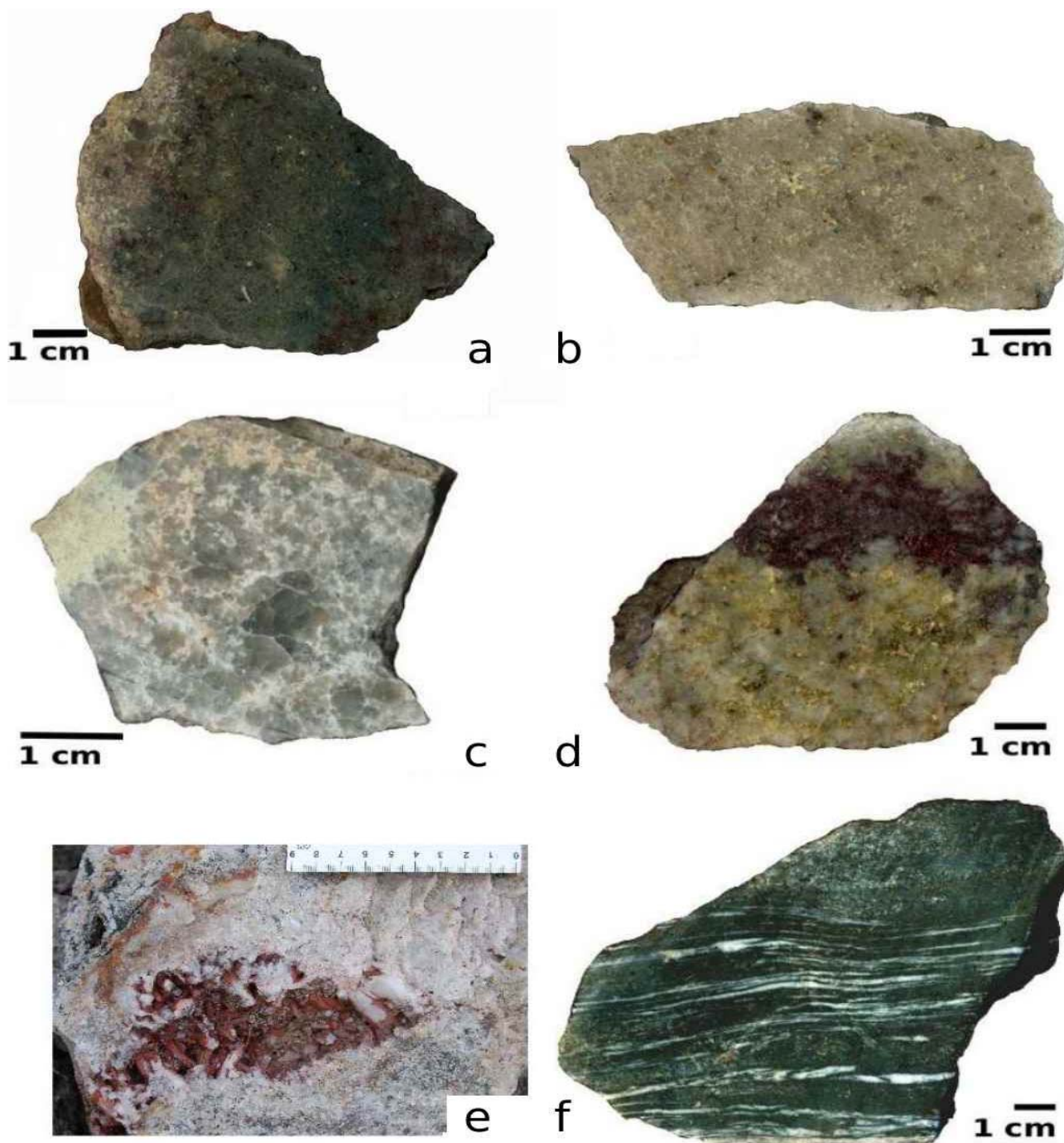
V blatenském masivu se vyskytují následující petrografické typy greisenů (Pácal a Pavlů, 1967): slídnaté, topazové, turmalinické, topazo-turmalinické, slídnato-chloriticko-turmalinické, křemenné a adulár-křemenné, které Komárek (1968) zahrnuje do slídnaté a topazové skupiny s přechody do křemenných greisenů. Greisenizace se při nižší intenzitě projevuje především

nestabilitou plagioklasu, posléze i K-živce. Oba minerály podléhají postupnému zakalování do světle až tmavě šedých barev a následnému rozkladu. Míra alterace je kromě chemického složení minerálu ovlivněna i velikostí zrna, např. plagioklas i K-živce se v jemnozrnné hmotě typu Jelení vrch zakaluje rychleji než ve středně až hrubě zrnitém typu Luhy (Pácal a Pavlů, 1967).



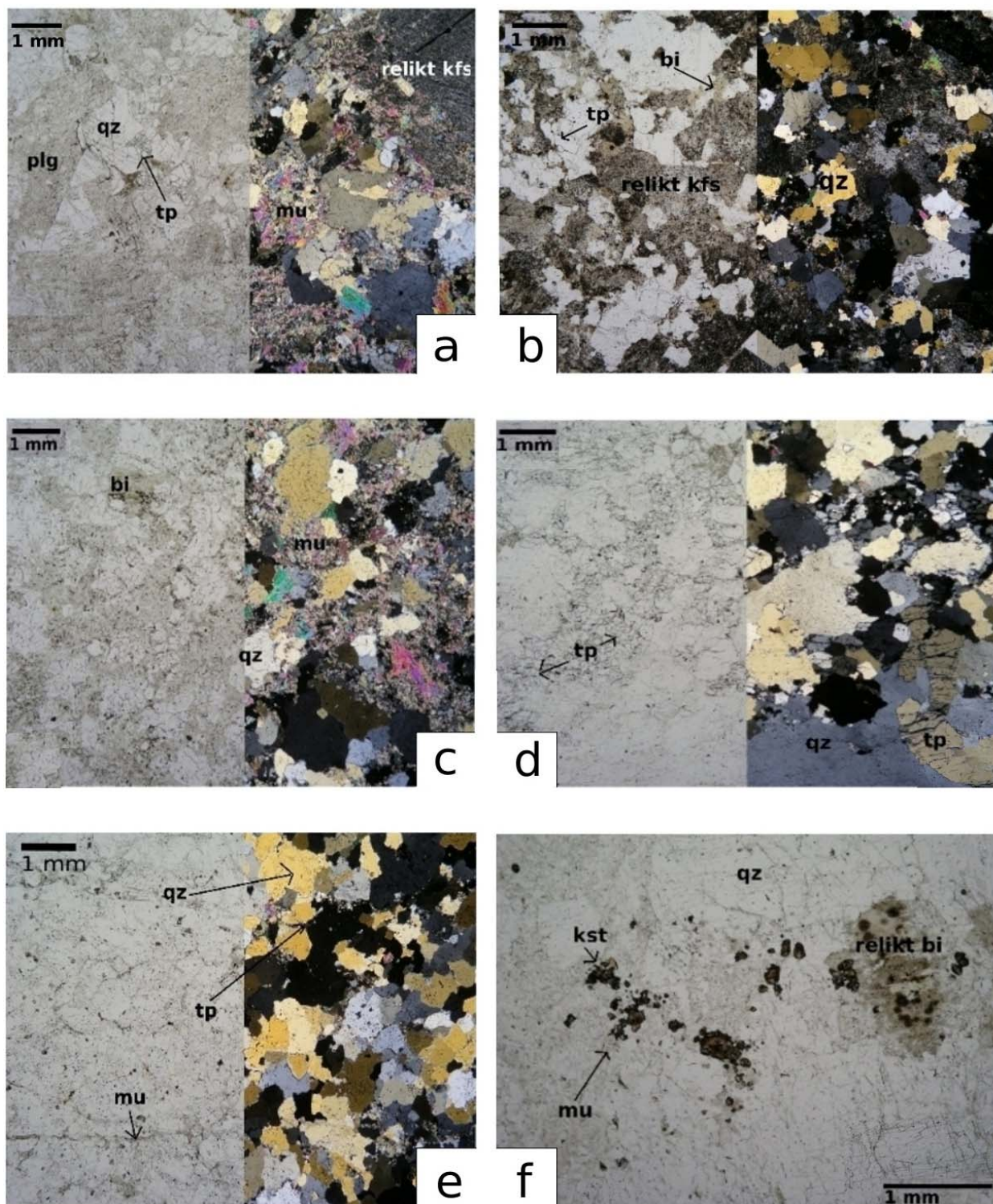
Obr. 13: Makrovzorky greisenových žilek v granitech blatenského masivku: (a) Sněžná hůrka (MH-15), (b) Blatenský vrch (MH-17). Tvar a distribuce křemenných vyrostlic dokumentuje, že greisenizace probíhá jako nahrazení původní horniny za konstantního objemu.

Greisenizovaný granit byl studován nejprve ve výbrusu BL-25 (Podlesí, obr. 15b). Původní granit se vyznačuje všesměrně zrnitou strukturou. Ve výbruse se objevují především subhedralně omezená zrna křemene s velikostí do 1,5 mm, dále zakalená zrna K-živce a plagioklasu, jejichž velikost je vzhledem k alteračním reakcím obtížné určit kvůli výraznému zakalení na okrajích zrn. Základní hmota obsahuje drobné reliktu biotitu dosahující velikosti okolo 0,3 mm, dále jsou lokálně pozorovatelná subhedralně až anhedrálně omezená zrna topazu s charakteristickým vysokým reliéfem (0,5 mm). Základní hmota se prolíná s produkty alterace; slabou greisenizaci dokládá kromě zakalení živců i vybělení biotitu s pleochroismem, který kolísá od zelenohnědé po světle zelenou. Nejvýraznějším znakem přechodu k muskovit-křemennému a křemennému greisenu je postupný nárůst objemového podílu křemene. Z původních 40 % křemene v greisenizovaném granitu dochází k jeho postupnému zvyšování až na 95 % v křemenném greisenu. Souběžně dochází k postupnému rozkladu původního plagioklasu a K-živce na muskovit, jehož obsah společně s topazem odpovídá ~30 %. Novotvořené nazelené subhedralně omezené lupínky muskovitu (0,3 mm) jsou všesměrně uspořádané a částečně vznikly z původního protolithionitu, příp. zinnwalditu, o čemž svědčí výskyty pleochroických dvůrků. Topaz je přítomen v podobě drobných intersticiálních zrn mezi křemenem a muskovitem. Výskyty topazu a slídy v křemenném greisenu jsou omezeny na podružné žilky mezi křemennými zrny.



Obr. 14: Makrovzorky greisenů a dalších hydrotermálních hornin blatenského masivu: (a) muskovit-křemenný greisen, Scherbrovy domky, Bludná (MH-18b); (b) topaz-křemenný greisen, Scherbrovy domky, Bludná (MH-18a), (c) křemenný greisen s akumulací topazu, Schwimmiger, údolí Černé; (d) hematitizovaný topaz-křemenný greisen, Sněžná hůrka (MH-17), (e) přechod křemenného greisenu do hydrotermální křemenné žily, Schwimmiger, údolí Černé; (f) turmalinizovaný fylit, Pískovec (MH-2).

Muskovit-křemenný greisen (výbrus MH-18a; obr. 14a a 15c) má reliktní porfyrickou strukturu s jemnozrnnou základní hmotou. Původní vyrostlice jsou tvořeny křemenem (5 %) o velikosti až 6 mm, zatímco velikost drobných křemenných zrn (47 %) v základní hmotě se pohybuje okolo 0,5 mm. Šedozelený vybělený biotit je přítomen v množství do 5 % výbrusu a ojediněle se vyskytují zrna kasiteritu (do 1 %).



Obr. 15: Mikrofotografie greisenizovaných granitů a greisenů blatenského masivu: (a) greisenizovaný topaz-biotitický granit, Sněžná hůrka (MH-17); (b) greisenizovaný lithný granit, Podlesí (BL-25), (c) muskovit-křemenný greisen, Scherbrovy domky, Bludná (MH-18a); (d) topaz-křemenný greisen, Scherbrovy domky, Bludná (MH-18b); (e) křemenný greisen, Podlesí (BL-25); (f) kasiterit v muskovit-křemenném greisenu s topazem, Sněžná hůrka (MH-17). Mikrofotografie jsou sestaveny ze snímků s a bez zkřížených nikolů (bi – biotit až zinnwaldit, kfs - K-živec, kst - kasiterit, mu - muskovit, plg - plagioklas, qz - křemen, tp - topaz).

Muskovit-křemenný greisen (výbrus MH-17a; obr. 14a a 15c) obsahuje křemen (78 %), jehož zrna jsou místy rozpukaná a vyhojená drobnými lupínky sericitu. Větší glomeroblasty muskovitu jsou ve výbrusu nepravidelně omezené, lokálně doprovázené rudními minerály a krvavě červenou hematitizací, která je vázána na porézní muskovitové agregáty v postgreisenizačním stádiu. Lokálně je přítomen topaz. Při vzniku muskovit-křemenného greisenu došlo ke krystalizaci euhedrálních tmavě hnědých zrn kasiteritu o velikosti max. 0,2 až 0,4 mm.

Topaz-křemenný greisen se sericitovou alterací (výbrus MH-8; obr. 15d) je tvořen křemenem (70 %), topazem (10 %) a sekundárním sericitem (20 %). Anhedrální vyrostlice křemene (až 10 mm) jsou obklopeny drobnými zrny křemene a topazu (okolo 0,5 mm), které mezi vyrostlicemi křemene tvoří drobná kapkovitá zrna uspořádaná do protažených shluků. Místy se vyskytují reliкty primární slídy (pravděpodobně protolithionitu) o velikosti až 2 mm. Sericitizace se projevuje vznikem drobných lupenitých, trsovité až koncentricky uspořádaných šupinek, postupujících po puklinách či výplních mezi křemenem, kde došlo k alteraci a zatlačení topazu.

Křemenný greisen (výbrus MH-17b; obr. 15e) má stejnoměrně zrnitou strukturu s reliкtními vyrostlicemi křemene (až 5 mm), které místy vytvářejí shluky. V řídce se vyskytujících reliкtech K-živce je patrná perthitizace, kterou sledují žilky sekundárního sericitu. Anhedrální zrna topazu (7 %) dosahují 0,5 mm. Nazelenalé až nahnědlé šupinky světlé slídy (10 %) obsahují původní pleochroické dvůrky. Lokálně dochází k rekrystalizaci muskovitu. Křemenný greisen (výbrus MH-18b) představuje stejnoměrně zrnitou horninu s anhedrálními zrny křemene (0,5-3 mm), která jsou místy rozpukána a vyhojena žilkami sericitu, drobnými zrnky křemene v puklinách a mezi vyrostlicemi), dále slídou (zakalená reliкtní slída, pravděpodobně primární (5 %), zárodečná zrna sericitu), lokálně se ve výbrusu vyskytují rudní minerály. Křemenný greisen (Bl -25) z Podlesí je charakteristický téměř 100 % izometrickými zrny křemene o velikosti do 1 mm. Výbrus zřídka obsahuje žilky muskovitu, popř. topazu.

3.3. Hydrotermální alterace a turmalinizace fylitů

Granity blatenského masivu pronikly do pláště chlorit-sericitických fylitů, které byly kontaktně metamorfovány na biotit-sericitické typy. Infiltrace hydrotermálních fluid do fylitů postupuje ve formě diskordantních žilek či podél ploch foliace a projevuje se chloritizací biotitu, popř. sekundární sericitizací. Intenzita hydrotermální alterace závisí na modálním složení fylitů. Křemenné pásy fylitu nejsou náchylné k alteraci, zatímco chlorit-biotit-sericitické pásy jsou často rekrystalizovány, příp. turmalinizovány. Struktura turmalinizovaného fylitu až turmalinitu (obr.14f) je definována strukturou původního fylitu. Turmalín (až 80 %) tvoří euhedrální až subhedrální

sloupečkovitá až jehlicovitá zrna s výraznou chemickou zonálností, která se projevuje hnědým až modrým pleochroismem. Lokálně jsou v turmalinitu pozorovatelné protažené lupínky chloritu, který tvoří reakční frontu předcházející turmalinizaci. S výskytem turmalínu bývá spojen i kasiterit (Pácal a Pavlů, 1967), který ve výbruse nebyl pozorován. Křemen (téměř 20 %) je tvořen izometrickými všesměrně orientovanými drobnými zrny o velikosti 0,5 mm.

4. Geochemická a minerální bilance greisenizace

4.1. Geochemické složení granitů blatenského masivu

Granity blatenského masivu obsahují 75-77 hm. % SiO_2 , 12,5-15,0 hm. % Al_2O_3 , mají peraluminický charakter ($ASI = 1,1-1,2$) a řadí se k fosforem-bohatým typům (více než 0,20 hm. % P_2O_5). Obsahy lithia v blatenském masivu rostou směrem k severovýchodu a dosahují hodnot 0,05-0,11 hm. % Li_2O . (Štemprok a Dolejš, 2010). Výrazný nárůst lithia na 0,24-0,28 hm. % Li_2O se projevuje v lithných granitech (Podlesí, Pernink), společně s vysokými obsahy Na_2O (4,0-4,5 hm. %) a Rb (~2000 ppm). Chemickým složením se tyto vysoce vyvinuté typy blíží více ke granitům typu Cínovec a Čistá (Breiter et al., 1987).

Modální složení granitů blatenského masivu se pohybuje okolo 35-45 obj. % křemene, 45-55 obj. % živce, ~10 obj. % slíd a topazu. Slídy zastupuje biotit (annit až siderophylit, příp. protolithionit), řidčeji potom muskovit, jehož složení odpovídá fengitu s obsahy do 10 mol. % koncového členu aluminoceladonitu.

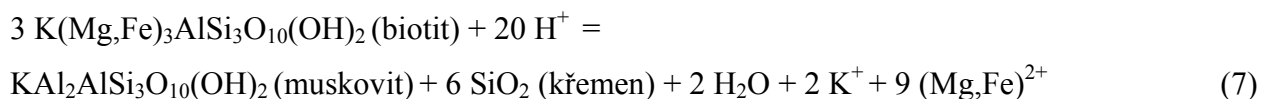
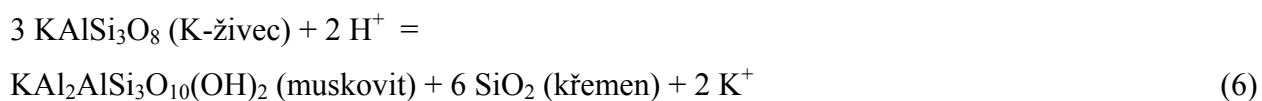
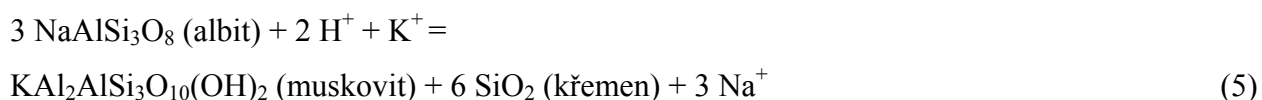
4.2. Látkové změny v průběhu greisenizace

Charakter hydrotermálních alterací je výsledkem následujících faktorů: změny (i) teploty a (ii) tlaku, které posouvají rovnováhu mezi minerály a fluidní fází s rozpuštěnými látkami, což má za následek vznik charakteristické alterační zonality, (iii) složení hydrotermálního roztoku, a (iv) poměru mezi množstvím horniny a fluidní fáze, které podléhají vzájemnému působení.

Během greisenizace dochází ke změnám koncentrací většiny horninotvorných oxidů, především Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 , K_2O a Li_2O , v menším rozsahu CaO , MgO , Al_2O_3 a TiO_2 . V úvodním stádiu greisenizace je indikátorem intenzity koncentrace Na_2O , která souvisí s rozkladem Na-bohatého plagioklasu. Koncentrace SiO_2 v greisenizovaných granitech a greisenech roste ze 75 na 91 hm. %, zatímco množství Al_2O_3 kolísá kolem 16 hm. % a později klesá. Vývoj v obsahu železa je nezávislý na koncentraci ostatních prvků. Původní obsahy FeO^{tot} vzrůstají z 1,2 na 2,0 hm. % v granitech a dosahují 1,0 až 5,9 hm. % v greisenizovaných granitech a greisenech. Růst obsahu Fe je výsledkem jeho uvolnění při rozkladu biotitu a následné hematitizace. Díky postmagmatické alteraci lithné tmavé slídy dochází k nepravidelným změnám v obsahu lithia v greisenech, který se pohybuje mezi 0,05 až 0,11 hm. % Li_2O (Štemprok a Dolejš, 2010).

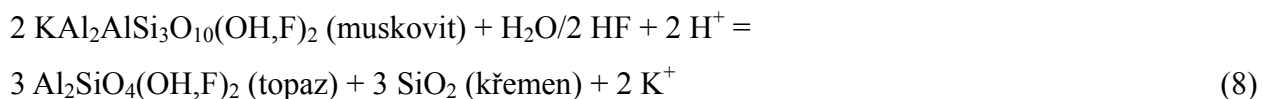
Během gresenizace dochází i k růstu obsahů As a S, jenž odpovídají koncentraci loellingitu a arsenopyritu v greisenech, zatímco obsahy Cu, Pb a Zn jsou nízké. Vysoké koncentrace dalších stopových prvků, např. Zr, Hf, U, REE, As a Sn dokládají mobilitu a příspěvek akcesorických fází (např. apatit, monazit, xenotim, zirkon), stejně jako srážení loellingitu, arsenopyritu a kasiteritu. Naopak koncentrace W zůstává pod hranicí detekčního limitu 5 ppm. Množství U a Th v granitech a greisenech je zřetelně větší než průměrné koncentrace v kontinentální kůře v korových podmínkách (Rudnick a Gao, 2003), a jejich poměr kolísá v rozmezí 0,3-0,7, což ukazuje na jejich rozdílnou mobilitu při greisenizaci, příp. i nezávislých hydrotermálních pochodech (Breiter et al., 1999).

Změny modálního množství křemene v hornině dovolují definovat jednotlivá stadia greisenizace – nejprve dochází k poklesu modálního obsahu živců z ~60 obj. % v původních granitech na méně než 5 obj. % za vzniku muskovitu (až 35 obj. %) a křemene (až 70 obj. %). Proces, kdy dochází k rozkladu plagioklasu (25 %), K-živce (20 %) a nárůstu křemene (o 20 %) a muskovitu (o 20 %) je popsán následujícími alteračními reakcemi:

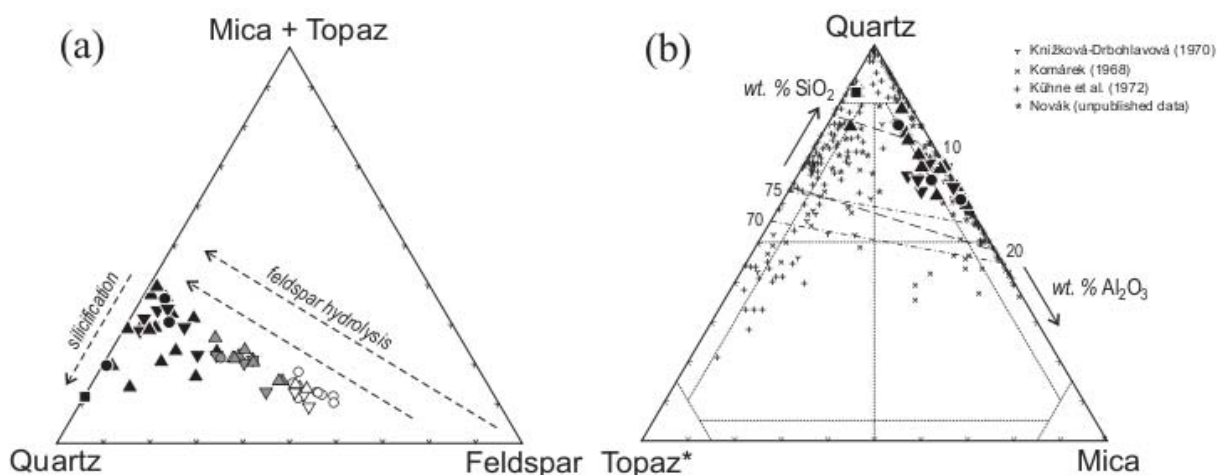


Světlé slídy greisenizovaných granitů svým složením odpovídají lithiem chudým železitým fengitům s obsahem Mg a Ti vyšším než v muskovitu greisenů. Složení světlé slídy odpovídá širokému rozpětí od seladonitem chudého muskovitu až po Li-chudé železité fengity. Přechodným stádiem v této alteraci je „vybělený“ biotit, jehož složení se blíží muskovitu s vysokými obsahy Mg a Fe^{3+} (železitý fengit), na přechodu mezi původním siderofylitem, příp. protolithionitem a sekundárním muskovitem.

V následující fázi greisenizace dochází k rozpadu muskovitu a vzniku topazu, podmíněnému zvýšenou aktivitou HF ve fluidní fázi:



V rámci chemických reakcí je považován Al jako konzervovaný, protože je nejméně rozpustný v hydrotermálních roztocích (Dolejš a Wagner, 2008). Tento předpoklad potvrzují z petrografického pozorování a modální složení greisenů (Komárek, 1968), které se odrážejí v nízké proměnlivosti obsahu Al_2O_3 v greisenech.



Obr. 16: (a) modální složení granitů, greisenizovaných granitů a greisenů z Přebuze, Rolavy-východ a Horní Blatné vypočtené z celkového složení hlavních prvků (Dolejš a Štemprok, 2001), (b) modální složení greisenů západokrušnohorského plutonu. Hranice polí umožňují rozdělení greisenů podle zastoupení křemene, slíd a topazu. Topaz* zahrnuje turmalín a fluorit. Symboly: prázdné – granity, šedé – greisenizované granity, vyplněné – greiseny; trojúhelník – Rolava-východ, převrácený trojúhelník – Přebuz, kroužek – Horní Blatná, čtverec – Gottesberg.

Modální složení greisenů západních Krušných hor vykazuje dvě nevýrazná maxima odpovídající slídnato-křemennému a topaz-křemennému greisenu s podobnými obsahy Al_2O_3 mezi 10 a 18 hm. % (obr. 16). Nedostatek smíšených topaz-slídnato-křemenných greisenů, tj. rychlý přechod z krystalizace muskovitu na topaz, je způsoben úzkým intervalem poměru fluidní fáze a hornina během alteračních procesů, kdy tyto minerály mohou být stabilní společně.

Pokročilé stádium greisenizace je charakterizováno silicifikací, kdy se zvyšuje modální množství křemene z 55-60 až na 90 obj. %, zatímco množství dalších minerálů klesá. To odpovídá loužení ostatních minerálů za průběžného srážení SiO_2 z hydrotermálních fluid.



Tato pozorování, kombinovaná se změnami obsahů hlavních prvků dokládají přechod mezi ranými stádii greisenizace, charakterizovanými hydrolýzou živce a následně slíd za předpokladu nemobilního Al a Si a pozdějším otevřením systému, kdy dochází ke srážení SiO_2 ve volném prostoru.

5. Transportní teorie a výpočet průtoku fluid

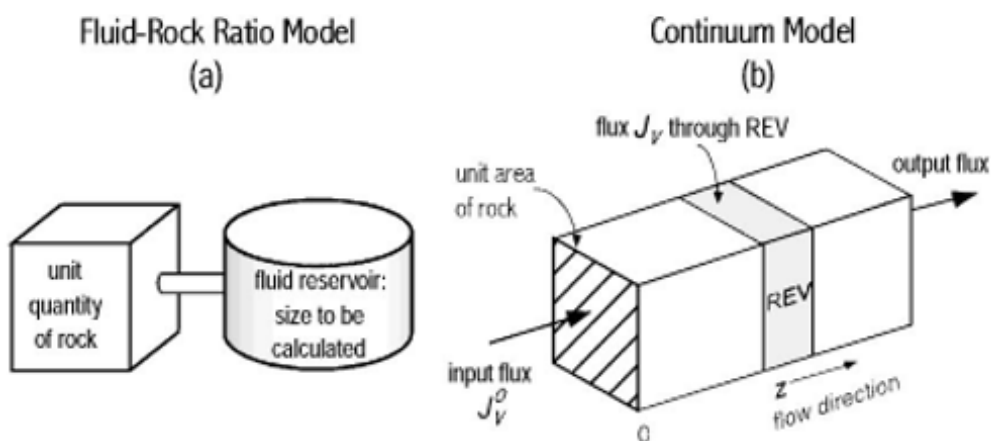
Přítomnost alterovaných hornin spjatých s granitovými intruzemi vedla k myšlence, že k alteraci docházelo v důsledku rozsáhlé cirkulace fluid. Fyzikálně-chemické procesy vzniku a vývoje hydrotermálních systémů byly popsány v první kapitole. Syntézou těchto poznatků a s využitím termodynamických dat byly formulovány transportní teorie, které poskytují rigorózní a kvantitativní rámec pro interakce mezi horninou a fluidní fází, a umožňují odhadnout množství fluid, tj. celkový průtok v hydrotermálním systému.

5.1. Poměr fluidní fáze/hornina (*fluid-rock ratio*)

První kvantitativní interpretace petrologického a izotopového záznamu reakčního toku fluid horninou byly založeny na konceptu poměru interagující jednotky fluidní fáze a horniny (Sheppard et al., 1969, Rice & Ferry, 1982; obr. 17). Model využívá původní minerální a/nebo izotopové složení horniny, které je vlivem chemických reakcí v kontaktu s fluidním rezervoárem neznámého objemu alterováno. Poměr fluidní fáze/hornina je poté možné vypočítat ze zákona zachování hmotnosti při reakcích látkové výměny. Tento model zohledňuje pouze chemické aspekty týkající se míry celkové alterace horniny a celkového množství fluidní fáze, ale ve své definici není fyzikálně správný, protože množství fluidní fáze, které je v lokální rovnováze s horninou je nízké a omezené porozitou horniny.

5.2. Model kontinua

Výše zmíněné nedostatky modelu využívajících poměru fluidní fáze/hornina vedly k odvození kontinuálního modelu reakcí mezi fluidem a horninou na základě transportní teorie (Baumgartner a Ferry, 1991; Ferry a Dipple, 1991). Tento nový model popisuje spojitou reakci fluidní fáze s okolní horninou za předpokladu okamžité lokální rovnováhy. Polyfázová heterogenní soustava je aproximována zavedením spojitých prostorových funkcí průměrných hodnot porozity, hustoty, chemického složení atd. v příslušném reprezentativním elementárním objemu (*representative elementary volume*, REV) pro pár fluidní fáze-hornina. Soustava je volena dostatečně malá vzhledem k velikosti geologického systému a gradientům, které se v něm vyskytují, a zároveň dostatečně velká, aby vystihla průměrné hodnoty veličin přesahující variace na úrovni



Obr. 17: Dvě odlišné modelové koncepce pro interakci fluidní fáze s horninou (Ferry & Gerdes, 1998): (a) model využívající poměr fluidní fáze/hornina; (b) spojitý model pro tok fluidní fáze za průběžné reakce s okolní horninou (Ferry a Gerdes, 1998).

Geometrie jednorozměrného kontinuálního modelu znázorňuje sloupec porézní horniny, jímž proudí fluidní fáze rovnoběžně s osou z . V rámci uvažovaného modelu protéká fluidní fáze zvolenou elementární jednotkou, přičemž: (i) vstupující fluidní fáze není v chemické a/nebo isotopové rovnováze s horninou v soustavě, nebo (ii) fluidní fáze je při vstupu v chemické rovnováze s horninou, ale dochází k reakci, protože soustava se nachází v teplotním či tlakovém gradientu (Ferry a Gerdes, 1998). Jestliže infiltrace fluida probíhá za devolatilizačních reakcí nebo významné tvorby hydratovaných silikátů nebo karbonátů, průtok fluidní fáze se bude lišit ve směru proudu, protože dochází k částečné konzumaci nebo produkci jejích složek. Zákon zachování hmoty ve zvolené elementární soustavě vyžaduje (De Groot a Mazur, 1969; Bickle a McKenzie, 1987; Lichtner, 1996):

$$\beta \left(\frac{\partial c_i}{\partial t} \right) = -\nabla \cdot (c_i J) + \beta D \nabla^2 (c_i) + R_i, \quad (10)$$

kde β je efektivní porozita, c_i je koncentrace dané spécie ve fluidní fázi (mol m^{-3}), t je čas, J je objemový tok (Darcyho rychlost), D je kombinovaný difúzní a disperzní koeficient a R_i je rychlost reakce, která produkuje nebo spotřebovává spécie uvnitř soustavy. První výraz na pravé straně rovnice 10 odpovídá transportu advekcí, druhý výraz odpovídá difúzi a mechanické disperzi, přičemž na delší vzdálenost je difúzní mobilita zanedbatelná (Fletcher a Hofmann, 1974; Bickle a McKenzie, 1987). Rovnici 11 je možné zjednodušit, uvažujeme-li setrvalý stav, při kterém se složení přitékající fluidní fáze v čase nemění,

$$\beta \left(\frac{\partial c_i}{\partial t} \right) = 0, \quad (11)$$

za předpokladu, že chemické změny ve fluidní fázi jsou pufrovány složením okolní horniny v podmínkách malých teplotních a tlakových změn (Ferry a Dipple, 1992) a dále omezením na jednorozměrné řešení, které dobře vystihuje transport převážně jedním směrem, např. ve směru největšího tlakového gradientu, příp. vztlaku. S těmito předpoklady má rovnice 10 jednoduchou podobu:

$$v \left(\frac{\partial X_i}{\partial z} \right) = R_i, \quad (12)$$

kde X_i je molární zlomek spécie i ve fluidní fázi, v je rychlost průtoku, z je vzdálenost a R_i je rychlost chemické reakce mezi fluidní fází a horninou. Přírodní vzorky zaznamenávají konečný celkový rozsah alteračních reakcí, které jsou součtem efektů v jednotlivých časových krocích. Integrací rovnice 12 dostaneme:

$$q_m = n_i \frac{\partial z}{\partial X_i} \quad (13)$$

kde q_m je molární průtok (mol fluidní fáze/m² horniny) a n_i je množství reaktantů, resp. produktů v daném objemu, např. m³ horniny. Rovnice pro průtok ukazuje, že reakce mezi fluidní fází a horninou je řízena gradientem v chemickém složení fluidní fáze během průchodu horninou. Reakce fluid a minerálů mohou nastat i v případě rovnováhy chemického složení fluida a horniny za předpokladu, že dochází ke změně teploty či tlaku.

Rozšířením převráceného gradientu v rovnici 13 dostaneme změnu koncentrace v závislosti na teplotním a tlakovém gradientu:

$$q_m = n_i \frac{\partial z}{\partial X_i} = n_i / \left[\left(\frac{\partial X_i}{\partial T} \right)_P \left(\frac{dT}{dz} \right) + \left(\frac{\partial X_i}{\partial P} \right)_T \left(\frac{dP}{dz} \right) \right] \quad (14)$$

V rovnici 14 se vyskytují dva typy gradientů: (i) gradienty teploty a tlaku se vzdáleností (např. hloubkou), které vyplývají z geologické situace, ve které alterace probíhá a (ii) gradienty koncentrace s teplotou a tlakem, jejichž hodnoty je možné přímo odvodit ze standardních reakčních entalpií a objemů (Dolejš a Manning, 2010). Uvažujme pro názornost jednoduchý model srážení

křemenné žíly v podmínkách amfibolitové facie za 600 °C a 8 kbar. Teplotní gradient získáme využitím znalosti geotermie v zemské kůře a tlakový gradient uvažujeme úměrný nárůstu litostatického tlaku. Koncentrační gradient odhadneme jako rozdíl v rozpustnostech pro velmi blízké teplotně-tlakové podmínky (např. ± 2 °C a $\pm 0,1$ kbar). Dosazením potřebných údajů do rovnice 15 vypočteme, že průtok fluid je $8 \cdot 10^5$ m³ fluidní fáze na m² horniny. Množství potřebné fluidní fáze ke srážení nebo rozpuštění křemene závisí na rozpustnosti minerálu a jeho změnách s teplotou a tlakem (Philpotts a Ague, 2009).

5.3. Model greisenizace v blatenském masivu

Navrhovaný model rozšiřuje vztah pro výpočet integrovaného průtoku fluid o člen, který představuje látkovou změnu v důsledku infiltrace nerovnovážné, např. výše teplotní fluidní fáze:

$$q_m = \frac{n_i}{\left(\frac{\partial X_i}{\partial T}\right)\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) + \left(\frac{\partial X_i}{\partial P}\right)\left(\frac{\partial P}{\partial z}\right) + \frac{\Delta X_i}{\Delta z}} \quad (15)$$

kde ΔX_i je změna koncentrace rozpuštěné složky (specie) i v důsledku alteračních reakcí a představuje vzdálenost ve směru toku fluidní fáze. Shodnost jednotek vyžaduje, že změna ΔX_i musí být vztažena na délku 1 m (odpovídá 1 m³ horniny), pokud gradienty teploty a tlaku jsou uvedeny v °C m⁻¹ a bar m⁻¹. V případě lokální rovnováhy mezi fluidní fází a boční horninou, člen $\Delta X_i/\Delta z_i$ má nulovou hodnotu, zatímco při průtoku nerovnovážné fluidní fáze má člen $\Delta X_i/\Delta z_i$ rozhodující vliv na výpočet a teplotně tlakové gradienty hrají velmi malou roli.

5.3.1. Vstupní předpoklady výpočtu

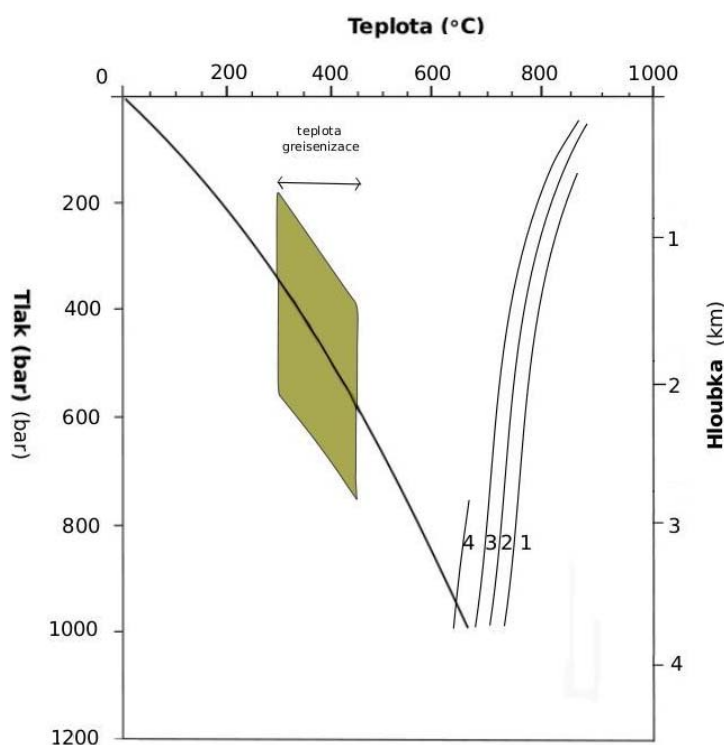
Tab. 3: Chemické a modální složení (hm. %) průměrného granitu blatenského masivu

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Li ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	F
74,76	0,08	13,79	1,25	0,02	0,11	0,24	0,11	3,02	4,65	0,29	1,22	0,77
Qz	Or	Ab	Bi	Tp	Mu	Ap	Il				ρ (g cm ⁻³)	
39,46	20,04	26,09	5,03	2,85	5,94	0,44	0,16				2,577	

Výpočet byl aplikován na průměrný granit blatenského masivu, který podléhá dvoustupňové přeměně na muskovit-křemenný a topaz-křemenný greisen. Chemické složení reprezentativního

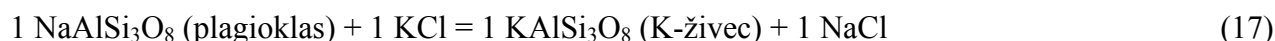
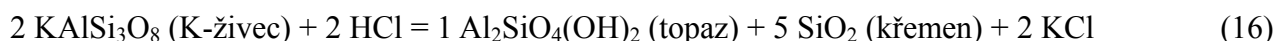
granitu bylo získáno průměrováním chemických analýz hlavních typů ($n = 5$) v práci Breitera et al. (1987). Odpovídající minerální složení bylo získáno přepočtem podle Dolejše a Štemproka (2001) (Tab. 3).

Model předpokládá vmístění intruze do svrchní kůry při tlaku 1 kbar, což odpovídá hloubce $\sim 3,8$ km při průměrné hustotě hornin $2\,700\text{ kg m}^{-3}$, a uvolnění fluidní fáze při krystalizaci magmatu při $650\text{ }^{\circ}\text{C}$. Tato volba je v souladu s průběhem solidu peraluminických a topazových granitů při nasycení fluidní fází (obr. 18). Greisenizace probíhá při teplotě 400 a $370\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Ďurišová, 1984) a pro konstrukci geotermie byla uvažována teplota $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ a tlak 500 bar. Výsledná geoterma, která reprezentuje termální perturbaci po vmístění granitové intruze má parabolický průběh (obr. 18).

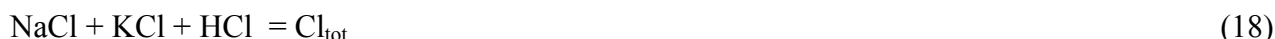


Obr. 18: Předpokládaný geotermální gradient pro model s vyznačením rozsahu teplot greisenizace (Ďurišová, 1987). Křivky H_2O -nasyceného granitového solidu: 1 – haplogranit (Tuttle a Bowen, 1958); 2 – peraluminický haplogranit (Johannes a Holtz, 1996), 3 – dvojslídny granit, Přebuz (Štemprok a Urbanová, 1980); 4 - topazový granit (Dolejš a Baker, 2007).

Pro model byla uvažována série fluid, která jsou v rovnováze s topazovým granitem (pufr křemen, plagioklas, K-živce a topaz) podle zvolené geotermie od 650 do $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ a mají salinitu 1 m Cl (~ 6 hm. % NaCl equiv.; srv. Ďurišová, 1984). Za těchto podmínek ve fluidní fázi převažují komplexy NaCl, KCl a HCl v asociované podobě (Oelkers a Helgeson, 1993; Tagirov et al., 1997). Jejich koncentrace ve fluidní fázi jsou určeny následujícími rovnováhami:



které společně s podmínkou

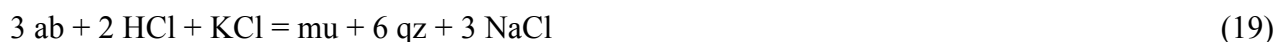


obsahují tři neznámé a jsou řešitelné za dané teploty a tlaku. Gibbsovy energie, potřebné pro výpočet rovnovážných konstant byly získány z termodynamické databáze Hollanda a Powella (1998), verze 2004 pro minerály, Hollanda a Powella (2003) pro pevný roztok alkalických živců, Bartona (1982) pro pevný roztok topazu, ze stavové rovnice Hollanda a Powella (1991) pro vodnou fluidní fázi a Tangera a Helgesona (1988) a Shocka et al. (1992) pro rozpuštěné specie. Vypočítané složení fluidní fáze za různých teplot a tlaků uvádí Tab. 4.

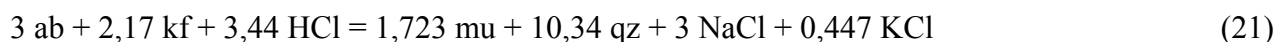
Tab. 4: Vypočítané složení fluidní fáze (mol kg⁻¹) za různých teplot a tlaků

T (°C)	650	612	568	518	462	432	413	406	400
P (bar)	1000	900	800	700	600	550	520	510	500
NaCl	0,6712	0,7082	0,7884	0,8819	0,9312	0,9450	0,9525	0,9549	0,9572
KCl	0,0815	0,0789	0,0784	0,0750	0,0639	0,0537	0,0468	0,0446	0,0424
HCl	0,2473	0,2129	0,1332	0,0430	0,0049	0,0013	0,0006	0,0005	0,0004

Vznik muskovit-křemenného greisenu probíhá rozkladem živců za zachování hliníku v pevných fázích, které vyjadřují následující reakce:



Rychlý nárůst koncentrace NaCl ve fluidní fázi s klesající teplotou (Tab. 4) potvrzuje, že reakce 19 (rozklad albitu) probíhá při greisenizaci efektivněji. Součtem reakcí 19 a 20 v poměru, který odpovídá molárnímu poměru obou živců v hornině dostaneme celkovou reakci, která charakterizuje úplný rozklad živců a vznik muskovit-křemenného greisenu:



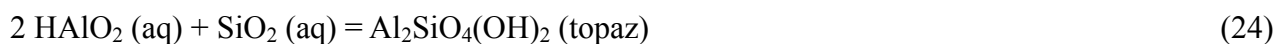
Alterační reakce probíhá při průtoku jednotkového objemu fluidní fáze tak dlouho, dokud

rozklad primárních minerálů (a vznik sekundárních fází) neposune proporce rozpouštěných chloridů do hodnoty, která odpovídá rovnovážné konstantě za podmínek greisenizace, tj. 400 °C a 500 bar (viz poslední sloupec v tab. 4). Celkové množství fluidní fáze, které je zapotřebí k úplné přeměně zvoleného jednotkového objemu granitu na muskovit-křemenný greisen je pak dáno poměrem množství reaktantů (živců) v hornině a množství, které je přeměněno při průtoku jednotkového množství fluidní fáze. Poměr fluidní fáze-hornina je ztotožnitelný s integrovaným průtokem fluidní fáze jednotkovým průřezem horniny ($m_f^3 m_r^{-2}$).

V další fázi greisenizace dochází k rozkladu muskovitu za vzniku topaz-křemenného greisenu. Přeměna muskovitu na topaz probíhá za podmínek zachování hliníku podle následující reakce:



Výpočet průtoku fluidní fáze probíhá analogickým způsobem jako při rozkladu živců (rovnice 21). Vrcholné stádium greisenizace, jehož produktem je křemenný ultragreisen, v modelu popisují srážecí reakce z vodného roztoku:



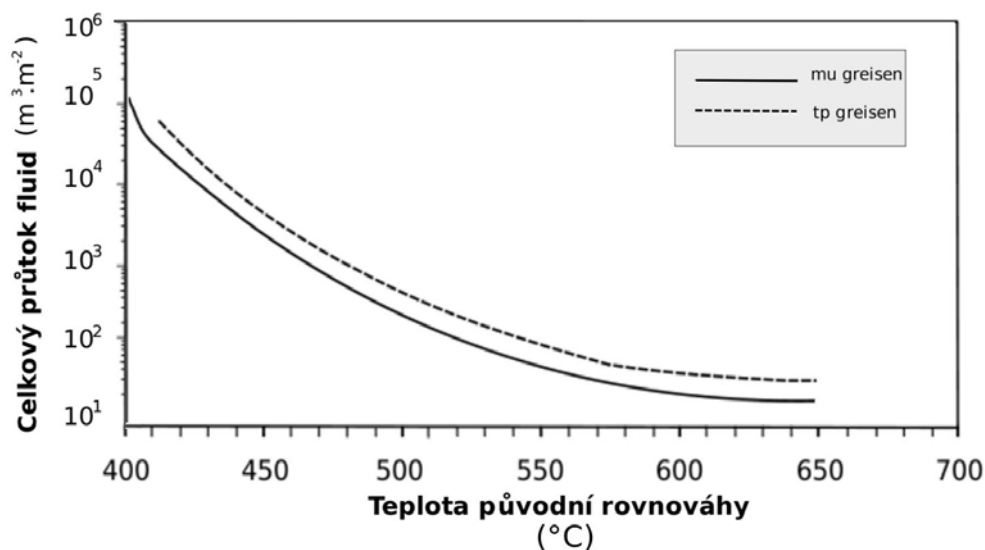
kde srážení křemene a topazu probíhá podle poklesu teploty a tlaku v souladu s geotermálním gradientem modelu (obr. 18). Vzhledem k velmi nízké rozpustnosti hliníku ve srovnání s SiO_2 (např. Dolejš a Wagner, 2008) je množství novotvořeného topazu zanedbatelné. Pro jeho tvorbu v topazových greisenech pochází většina hliníku pravděpodobně z rozkladu aluminosilikátů.

5.3.2. Výsledky modelování

Z využití rovnice 21 pro fluidní fázi uvolněnou při 650 °C a 1 kbar z topazového granitu, tj. za podmínek maximální možné nerovnováhy, se při průtoku 1 m³ fluidní fáze granitem spotřebovalo 32,56 kg albitu a 25,01 kg ortoklasu za současné tvorby 28,42 kg muskovitu a 25,72 kg křemene v 1 m³ (2577 kg) horniny. Pro úplnou přeměnu živců a vznik muskovit-křemenného greisenu je zapotřebí 20,65 m³ fluidní fáze. V případě infiltrace fluid, které byly rovnováže s okolní horninou

za nižších teplot a tlaků, je míra chemické nerovnováhy nižší a poměr fluidní fáze-hornina potřebný k alteraci, se zvyšuje. Ve výsledném modálním složení se uplatňuje 61,76 hm. % křemene, 34,69 hm. % slíd a malé množství akcesorií. Výsledky modelování jsou znázorněny v obr. 19.

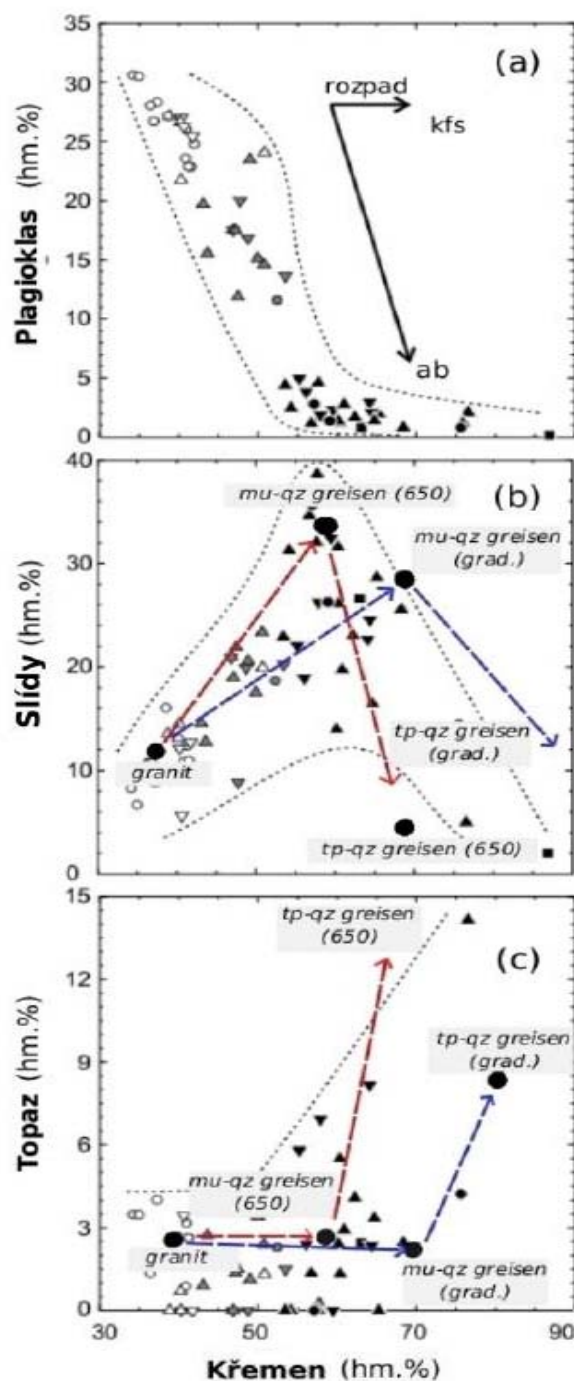
Výpočet přeměny muskovit-křemenného greisenu na topaz-křemenný typ vyžaduje pro případ maximální nerovnováhy (infiltrace magmatické fluidní fáze) 13,20 m³ fluidní fáze na m³ horniny. Výsledné modální složení je 70,11 hm. % křemene, 23,96 hm. % topazu, a 5,93 hm. % reliktních a akcesorických fází.



Obr. 19: Výsledný průtok fluidní fáze (odpovídá poměru fluidní fáze-hornina) v závislosti na výchozí teplotě chemické rovnováhy.

Při infiltraci magmatické fluidní fáze (650 °C a 1 kbar) je zapotřebí 20,65, resp. 33,85 m³ fluidní fáze pro vznik muskovit-, resp. topaz-křemenného greisenu (1 m³). Tento poměr se zvyšuje při infiltraci nížeteplotních, rovnováze bližších fluid (obr. 19) a dosahuje až 2·10⁵ m³ m⁻² při úplné lokální rovnováze. Tento výsledek je nápadně podobný odhadům integrovaného toku fluid ve střížných zónách a frakturách (srv. obr. 4) a ukazuje, že různé výměnné a srážecí reakce mají podobnou teplotní závislost, tj. podobné reakční entalpie. Důležitým výsledkem modelování je zjištění, že původní nerovnováha snižuje poměr fluidní fáze-hornina o několik řádů; tento jev zatím nebyl v petrologických a geochemických interpretacích uvažován.

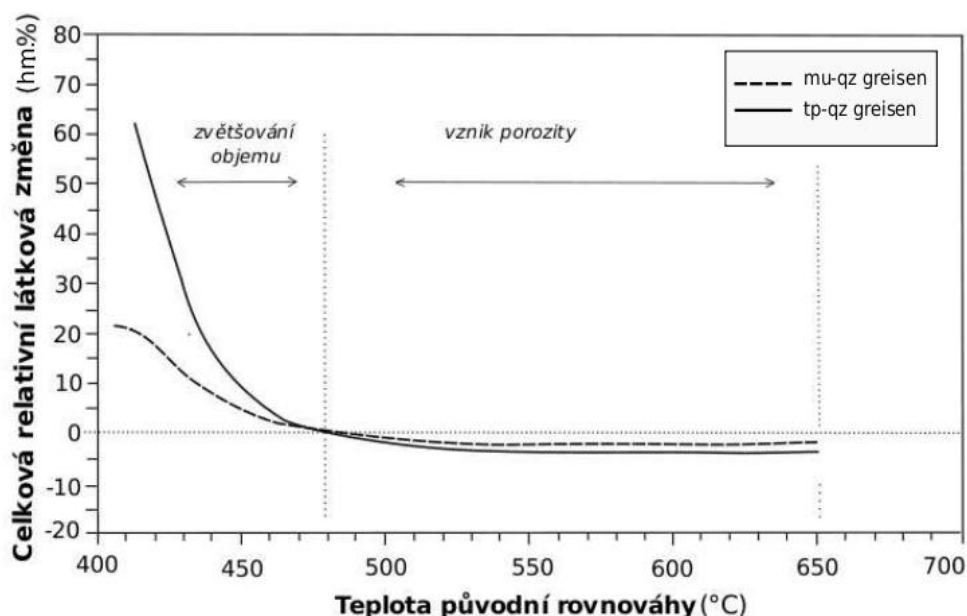
Srážení křemene z fluidní fáze v důsledku poklesu teploty a tlaku probíhá souběžně s alteračními reakcemi, jeho teplotně tlaková závislost je však odlišná. To se promítá do modálních změn a výsledného složení greisenů, který by bylo možno využít ke zjištění, který z obou zmíněných mechanismů, tj. alterace nebo srážení dominuje, a zpřesnit výpočet poměru fluidní fáze-hornina (obr. 20).



Obr. 20: Vývoj modálního složení greisenů pro případ nerovnovážné infiltrace (z 650 °C a 1000 bar) bez srážení (červeně) a pro případ rovnovážné infiltrace podle geotermálního gradientu se srážením (modře). Symboly jsou shodné s obr. 16.

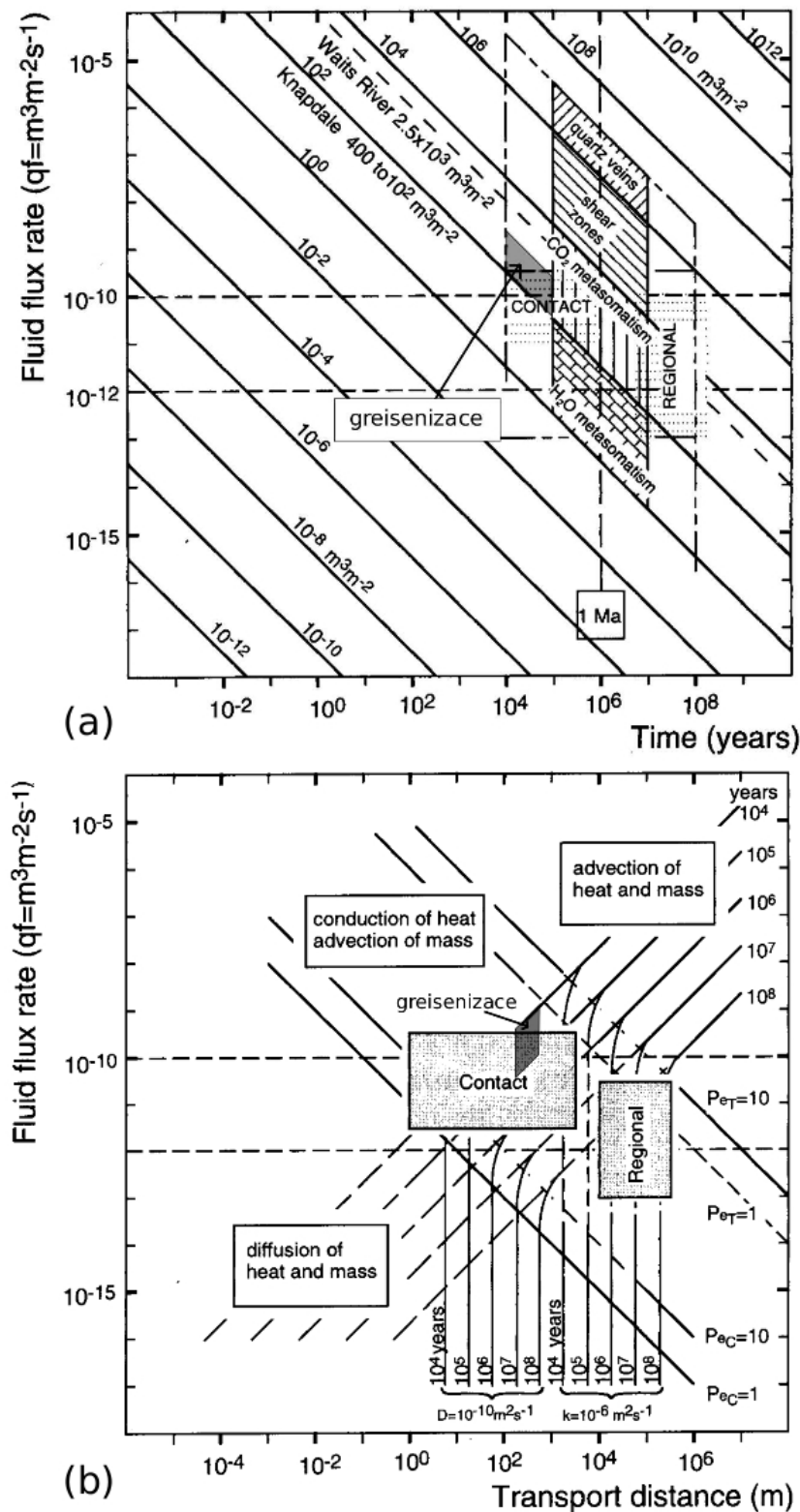
Při pomalé rychlosti toku fluidní fáze dochází k lokální rovnováze podle zvoleného geotermálního gradientu a pokrok alteračních reakcí je relativně nízký. Ve výsledném modálním složení greisenu proto převažuje vliv srážení křemene. Naopak při infiltraci vysokoteplotních nerovnovážných fluid probíhají alterační reakce s vyšší intenzitou a příspěvek silicifikace srážením z hydrotermálního roztoku se stává podružným.

Pro celý model byla vypočtena látková bilance původního granitu a modelového greisenu. Hmotnostní bilance vychází z poměru množství novotvořených vs. původních minerálů a její závislost je znázorněna na obr. 21. Z grafu je patrné, že při průtoku výšeteplotních fluid dochází především k loužení, tj. ke vzniku porozity. Vznik muskovit-křemenného greisenu je doprovázen zápornou látkovou změnou původního granitu *ca.* 3-5 hm. %. S poklesem teploty infiltrujícího roztoku se relativní nárůst porozity snižuje, protože alterační reakce probíhají pomaleji, a s výrazně rostoucím množstvím potřebné fluidní fáze vzrůstá množství volně srážených minerálů. Při původní teplotě fluidní fáze 480 °C (a méně) dochází k prudkému nárůstu objemu horniny. V průběhu vzniku muskovit-křemenného greisenu v úplné lokální rovnováze při teplotě 400 °C převažuje srážení křemene nad alteračními reakcemi a doprovází jej nárůst o ~20 hm. %, v případě topaz-křemenného greisenu přes ~60 hm. % (obr. 21).



Obr. 21: Celková relativní látková změna při greisenizaci v závislosti na výchozí teplotě chemické rovnováhy.

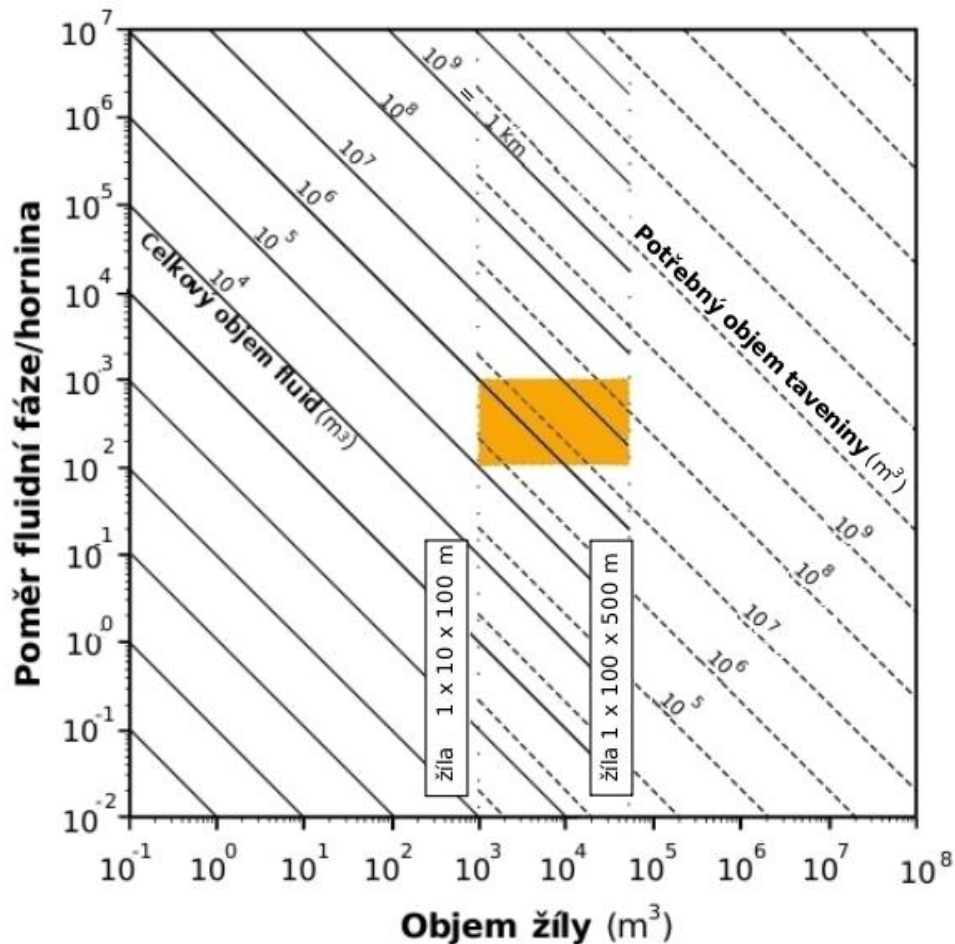
Zjištěné integrované průtoky fluidní fáze při přechodu z režimu vzniku porozity do zvětšování objemu odpovídají $4 \cdot 10^2$ až $2 \cdot 10^3 \text{ m}_f^3 \text{ m}_r^{-2}$ (obr. 19). Při úvaze o možném časovém intervalu trvání greisenizace je možné odhadnout rychlost proudění fluidní fáze. Obr. 22 znázorňuje vztahy mezi integrovaným průtokem, transportní vzdáleností, časem a rychlostí toku. Při použití délky transportu, tj. hloubky greisenových žil v rozmezí 100 až 1000 m, můžeme odvodit dobu trvání greisenizace *ca.* 10^4 až 10^5 let a rychlost toku $\sim 10^{-10} \text{ m}^3 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, tj. 3,2 l fluidní fáze průřezem horniny 1 m^2 za rok. Tyto údaje jsou v souladu s hydrodynamickými podmínkami v kontaktních aureoleách intruzí (obr. 22).



Obr. 22: Zjištěné parametry greisenizace v porovnání s hydrotermálními a devolatilizačními pochody, znázorněné jako závislost (a) rychlosti průtoku fluid na čase trvání pochodu a (b) délce transportu (Thompson, 1997, doplněno).

Uvažujme vznik typických greisenových žil o průřezu 1×10 m a délce 100 m, resp. $1 \times 100 \times 500$ m. Množství fluidní fáze potřebné k tvorbě greisenové alterace je přímo úměrné integrovanému průtoku. Pro podmínky přechodu mezi vznikem porozity a zaplňováním prostoru srážením ($\sim 10^2$ –

$10^3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$) je zapotřebí $10^5\text{--}3\cdot 10^7 \text{ m}^3$ fluidní fáze pro tvorbu uvažovaných žil (obr. 23), což při 5 hm. % H_2O rozpuštěné v granitové tavenině vyžaduje magmatický rezervoár o objemu $\sim 5\cdot 10^5\text{--}3\cdot 10^8 \text{ m}^3$, tj. o délce hrany 80 až 700 m. Tento jednoduchý výpočet ukazuje, že vznik jednotlivých greisenových tahů je možný z fluidní fáze, která má původ v rezervoáru o velikosti srovnatelné s blatenským masivem.



Obr. 23: Objem greisenových žil vs. poměr fluidní fáze/hornina nezbytný k hydrotermální alteraci udává množství potřebné fluidní fáze a zdrojové taveniny (při 5 hm. % H_2O v tavenině).

6. Shrnutí

Magmatické intruze vmístěné do mělkých korových úrovní jsou často doprovázeny hydrotermálními alteracemi a zrudněním. Minerální asociace v alteračních zónách mohou být kvantitativně popsány pomocí postupu alteračních reakcí. Tuto veličinu lze použít pro výpočet integrovaného průtoku fluid, který byl zodpovědný za vznik minerálů, za předpokladu, že gradienty složení fluid, teploty a tlaku jsou známy nebo mohou být nezávisle určeny. V předcházejících numerických modelech byly uvažovány dva krajní přístupy: (i) infiltrace fluid, které jsou v nerovnováze s okolní horninou a produkují alterační sekvenci, která odpovídá množství proteklých fluid a (ii) tok fluid, které jsou v lokální rovnováze s okolní horninou, kdy k reakci dochází pouze vlivem teplotních a tlakových gradientů při migraci fluid. Výsledky těchto dvou modelů se liší o několik řádů, ale oba jsou stále využívány k odhadu množství hydrotermálních fluid a charakteristice látkového transportu v litosféře. Tato práce odvozuje nový model, který kombinuje gradienty teploty a tlaku společně s mírou nerovnováhy infiltrujících fluid, a využívá ho k interpretaci puklinové greisenizace v blatenském masivu v západních Krušných horách.

Blatenský masiv je složenou intruzí, která je tvořena několika fázemi vysoce frakcionovaných peraluminických Li- a F-bohatých granitů. Jednotlivé variety (Jelení vrch, Blatenský vrch, Hřebečná, Luhy a Podlesí) se liší v modálním a chemickém složení i textuře. Typ Jelení vrch je porfyrický biotitický granit s vyrostlicemi K-živce, který vzácně obsahuje xenolity metasedimentů, což pravděpodobně značí, že se jedná o okrajovou facii. Typy Blatenský vrch a Hřebečná jsou jemně až středně zrnité biotitické granity s drobnými vyrostlicemi živců a křemene a s akcesorickým zastoupením topazu. Typ Luhy je středně až hrubo zrnitý topaz-protolithionitický granit, který je doprovázen jemnozrnnou aplitovou facií. Typ Podlesí je jemnozrnný topaz-zinnwalditový alkalicko-živcový granit, který představuje nejvyvinutější Li-, P- a F-bohatý typ celého masivu.

Typy Jelení vrch, Blatenský vrch, Hřebečná a Podlesí jsou prostoupeny žilami a žilnými roji puklinových greisenů o délce více než 400 m a hloubce přes 800 m. Greiseny vykazují prostorovou zonálnost v sekvenci greisenizovaný granit, muskovit-křemenný greisen, topaz-křemenný greisen a čistý křemenný greisen, který přechází do hydrotermálních křemenných žil. Greiseny všech typů mohou být postiženy hematitizací. Textura greisenů (zejména distribuce a tvar reliktních vyrostlic křemene) napovídá, že greisenizace probíhala při zachování objemu. Naproti tomu euhedráltní tvary a volný růst křemenných krystalů do dutin naznačují pozdější otevírání puklin a srážení z fluidní fáze ve volném prostoru. Z termometrického studia fluidních inkluzí vyplývá, že greisenizace je produktem přínosu zředěných vodných fluid bez CO₂ při *ca.* 400 °C a 500 bar.

V této práci je formulován termodynamický model hmotnostní bilance založený na transportní teorii, který simuluje hydrotermální alterace a srážení z vodných roztoků. Ve výpočtu uvažujeme greisenizaci za podmínek 400 °C a 500 bar pro sérii nerovnovážných fluid, které vznikaly za vyšších teplot - mezi 650 °C a 1 kbar, tj. při tuhnutí granitu, a 400 °C a 500 bar, tj. v lokální rovnováze podle zvoleného geotermálního gradientu. V závislosti na vstupní nerovnováze vyžaduje rozpad živců a tvorba muskovit-křemenných greisenů průtok $2 \cdot 10^2 - 10^3 \text{ m}^3$ fluidní fáze na m^2 horniny. Následující rozpad muskovitu vedoucí ke vzniku topaz-křemenného greisenu vyžaduje *ca.* dvojnásobný průtok fluidní fáze. Z modelu vyplývá, že alteraci při zachování objemu lze očekávat pouze v případě nízkého průtoku fluid (méně než 10^3 m^3 na m^2 horniny). Naopak průtok fluid poblíž lokální rovnováhy vyžaduje značně vysoký poměr fluidní fáze-hornina a vede k nereálně vysokým pozitivním změnám objemu. Pro přibližný odhad průtoku fluidní fáze v řádu 10^2 až 10^3 m^3 na m^2 horniny získáváme rychlost migrace fluid *ca.* $10^{-10} \text{ m s}^{-1}$, tj. 3,2 l průřezem m^2 za rok. Tvorba typických greisenových žil, které mají objem $10^3 - 2 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ vyžaduje $10^5 - 5 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ fluidní fáze. Za předpokladu 5 hm. % H_2O rozpuštěných v granitové tavenině uvolnění takového množství fluid $3 \cdot 10^5 \text{ m}^3$ vyžaduje $10^5 - 3 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ fluidní fáze. Za předpokladu 5 hm. % H_2O rozpuštěných v granitové tavenině vyžaduje uvolnění takového množství fluid $5 \cdot 10^5 - 3 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ magmatu, tj. rezerovár o rozměru 80-700 m v každém směru.

Nový model poskytuje jednoduchý nástroj, který využívá termodynamických vlastností minerálů a rozpuštěných látek společně se stechiometrií alteračních reakcí a transportní teorie pro stanovení množství toku fluid potřebných ke vzniku běžných hydrotermálních přeměn. Přínos tohoto modelu je ve sloučení přítoku nerovnovážné fluidní fáze spolu se srážením minerálů podle teplotního a tlakového gradientu. Výsledné interpretace ukazují, že alterace pozorované v přírodě mohou vznikat za výrazně nižšího množství fluidní fáze než se dosud předpokládalo.

7. Poděkování

Ráda bych poděkovala Davidovi Dolejšovi především za téma, které mi poskytlo možnost alespoň částečně proniknout do tajů hydrotermálních systémů, za jeho čas, který mi věnoval při přípravě této práce, dále i za jeho věčnou trpělivost a cenné rady. Stejně tak bych chtěla poděkovat svým rodičům za jejich všudypřítomnou podporu a vlídná slova v době krizí při psaní této práce. Vděčnost chci vyjádřit i svému okolí, které si se mnou, obzvláště v posledních měsících při psaní této práce, prožilo krušné časy. A v neposlední řadě svému otci za to, že mi vnukl myšlenku studovat geologii a mé matce za to, že ačkoliv se jí tato představa nelíbila, ve studiu geologie mě podporovala seč mohla. Za poskytnutí některých fotografií a výbrusů vděčím Davidovi Dolejšovi a Václavu Špillarovi.

8. Seznam literatury

- Ague, J. J. (1994): Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south-central Connecticut: I. Evidence for changes in composition and volume. *Amer. J. Sci.*, 294, 989-1057.
- Barsukov, V. L. (1957): The geochemistry of tin. *Geochem. Int.*, 1, 41-52.
- Barton, M. D. (1982): The thermodynamic properties of topaz solid solutions and some petrological applications. *Amer. Mineral.*, 67, 956-974.
- Baumann, L., Kuschka, E., Seifert, T. (2000): Lagerstätten des Erzgebirges. Enke, Stuttgart, 300 str.
- Baumgartner, L., Ferry, J. (1991): A model for coupled fluid-flow and mixed-volatile mineral reactions with applications to regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 273-285.
- Bickle, M. J., McKenzie, D. (1987): The transport of heat and matter by fluids during metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 384-392.
- Breaks, B. W., Moore, J. M. jr. (1992): The Ghost Lake batholith, Superior province of northwestern Ontario: a fertile S-type peraluminous granite – rare-element pegmatite system. *Can. Mineral.*, 30, 835-876.
- Breeding, C. M., Ague, J. J. (2002): Slab-derived fluids and quartz vein formation in an accretion prism, Otago Schist, New Zealand. *Geology*, 30, 499-502.
- Breiter, K. (1987): Genetic types of tin deposits in the western part of the Krušné hory Mts. *Folia Mus. Rer. Natural., Bohem. Occidental.*, 25, 1-58.
- Breiter, K. (2002): From explosive breccia to unidirectional solidification textures: magmatic evolution of a phosphorus- and fluorine-rich granite system (Podlesí, Krušné hory Mts., Czech Republic). *Bull. Czech Geol. Surv.*, 77, 67-92.
- Breiter, K. (2005): Vývoj fosforem bohatého peraluminického magmatu. Granitový systém Podlesí v Krušných horách. Nepublikovaná disertační práce, Přírodovědecká fakulta, Masarykova Univerzita, Brno, 61 str.
- Breiter, K., Haková, M., Sokol, A. (1987): Geochemical types of granites in the Blatná Massif in the Krušné hory Mts. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 62, 333-349.
- Breiter, K., Förster, H.-J., Seltnann, R. (1999): Variscan silicic magmatism and related tin-tungsten mineralization in the Erzgebirge-Slavkovský les metallogenic province. *Mineral. Depos.*, 34, 505-521.
- Brimhall, G. H., Crerar, D. A. (1987): Ore fluids: magmatic to supergene. *Rev. Mineral.*, 17, 235-322.
- Burt, D. M. (1981): Acidity-salinity diagrams-application to greisen and porphyry deposits. *Econ. Geol.*, 76, 822-843.

- De Groot, S. R., Mazur, P. (1969): Non-Equilibrium Thermodynamics. New York: North Holland.
- Dipple, G. M., Ferry, J. M. (1992): Metasomatism and fluid flow in ductile fault zones. *Contrib. Mineral. Petrol.* 112, 149-164.
- Dolejš, D., Baker, D. R. (2004): Thermodynamic analysis of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{F}_2\text{O}_{.1}$: Stability of fluorine-bearing minerals in felsic igneous suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 146, 762-788.
- Dolejš, D., Baker, D. R. (2007): Liquidus equilibria in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{F}_2\text{O}_{.1}-\text{H}_2\text{O}$ to 100 MPa: II. Differentiation paths of fluorosilicic magmas in hydrous systems. *Jour. Petrol.*, 48, 807-828.
- Dolejš, D., Manning, C. E. (2010): Thermodynamic model for mineral solubility in aqueous fluids: theory, calibration, and application to model fluid-flow systems. *Geofluids*, 10, 20-40.
- Dolejš, D., Štemprok, M. (2001): Magmatic and hydrothermal evolution of Li-F granites: Cínovec and Krásno intrusions, Krušné hory batholith, Czech Republic. *Bull. Czech Geol. Surv.*, 76, 77-99.
- Dolejš, D., Wagner, T. (2008): Thermodynamic modeling of non-ideal mineral-fluid equilibria in the system $\text{Si}-\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mg}-\text{Ca}-\text{Na}-\text{K}-\text{H}-\text{O}-\text{Cl}$ at elevated temperatures and pressures: Implications for hydrothermal mass transfer in granitic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72, 526-533.
- Řeřisová, J. (1984): Origin of greisen assemblages in the western Krušné hory Mts. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 59, 141-152, Praha.
- Ferry, J. M. (1991): Dehydration and decarbonation reactions as a record of fluid infiltration. *Rev. Mineral.*, 26, 351-393.
- Ferry, J. M., Dipple, G. M. (1991): Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism. *Geology*, 19, 211-214.
- Ferry, J. M., Gerdes, M. (1998): Chemically reactive fluid flow during metamorphism. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26, 255-287.
- Fletcher, R. C., Hofmann, A. W. (1974): Simple models of diffusion and combined diffusion-infiltration metasomatism. In: Hofmann, A.W., Giletti, B. J., Yoder, H. S. Jr., Yund, R. A. (eds.): *Geochemical transport and kinetics*. Carnegie Inst. Wash. Pub., 634, 243-259.
- Förster, H.-J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B., Gottesmann, B. (1999): Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *Jour. Petrol.*, 40, 1613-1645.
- Holland, T. , Powell, R. (1991): A compensated Redlich-Kwong (CORK) equation for volumes and fugacities of carbon dioxide and water in the range 1 bar to 50 kbar and 100-1,600 °C. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 265-273.
- Holland, T., Powell, R. (1998): An internally consistent thermodynamic data set for phases of

- petrological interest. *Jour. Metam. Geol.*, 16, 309-343.
- Holland, T., Powell, R. (2003): Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145, 492-501.
- Chappell, B. W., White, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8, 173-174.
- Chenevoy, M., Piboule, M. (2007): Hydrothermalisme – Spéciation métallique hydrique et systèmes hydrothermaux. *Collection Grenoble Sciences*, 11-20.
- Janečka, J., Štemprok, M., Jarchovský, T., Pavlů, D., Strnad, J., Roos, E., Absolonová, E., Lomozová, V., Bernard, J. H., Pišová, J., Klomínský, J. (1973): Závěrečná zpráva o ložiskově geologickém výzkumu Sn-W ložisek Českého masivu. *Nepublik. zpráva, Ústř. Úst. Geol., Praha*.
- Johan, Z., Johan, V. (2001): Les micas de la coupole granitique de Cínovec (Zinnwald), République tchèque : un nouvel aperçu sur la métallogénèse de l'étain et du tungstène. *Compt. Rend. Acad. Sci. - IIA*, 332, 307-313.
- Johannes, W., Holtz, F. (1996): *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer, Berlin, 335 str.
- Komárek, M. (1968): Mineralogie a petrografie greisenů blatenského žulového masívu. *Nepublikovaná diplomová práce, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova*, 112 str.
- Laube, G. C. (1876): *Geologie des Böhmischen Erzgebirges. I. Geologie des westlichen Erzgebirges oder des Gebirges zwischen Maria KuIm - Schönbach und Joachimsthal – Gottesgab*. *Archiv für Landesdurchforschung Böhmens* III.
- Lichtner, P. C. (1996): Continuum formulation of multicomponent-multiphase reactive transport. *Rev. Mineral.*, 34, 1-81.
- Masterton, W. L., Slowinski, E. J., Stanitski, C. L. (1981): *Chemical principles* (5th ed.). Saunders, Philadelphia, 641 str.
- Oelkers, E. H. and Helgeson, H. C. (1993): Calculation of dissociation constants and the relative stabilities of polynuclear clusters of 1:1 electrolytes in hydrothermal solutions at supercritical pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 2673-2697.
- Pácal, Z., Pavlů, D. (1967): Petrografické typy greisenů z Blatenska. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 42, 429-434.
- Pearce, J. A., Harris, N. W., Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25, 956-983.
- Philpotts, A. R., Ague, J. J. (2009): *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, Cambridge, 667 str.
- Pirajno, F. (2009): *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Berlin, 1250 str.

- Robb, L. (2005): Introduction to ore-forming processes. Blackwell Publishing, Oxford, 373 str.
- Rojík, P. (2005): Tin deposits at Přebuz and Rolava in the Krušné hory/Erzgebirge, Czech Republic: classic localities, new challenges. *Jour. Czech Geol. Soc.*, 50, 157-165.
- Rice, J. M., Ferry, J. M. (1982): Buffering, infiltration, and the control of intensive variables during metamorphism. *Rev. Mineral.*, 10, 263-326.
- Rudnick, R. L., Gao, S. (2003): Composition of the Continental Crust. *The Crust* (eds. H. D. Holland and K. K. Turekian), Elsevier-Pergamon, Oxford, 683 str.
- Sattran, V. (1964): Struktury fylitové série při východním okraji karlovarského žulového masivu. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 39, 261-265.
- Sattran, V. (1965): Variské vyvřeliny jáchymovského rudního okrsku. *Sbor. Geol. Věd, Geol.*, 7, 7-35.
- Sheppard, S. M. F., Nielsen, R. L., Taylor H. P. (1969): Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.*, 64, 755-77.
- Seltmann, R., Schilka, W. (1991): Metallogenetic aspects of breccia-related tin granites in the Eastern Erzgebirge. *Zeitschr. geol. Wiss.*, 19, 485-490.
- Seltmann, R. (1994): Sub-volcanic minor intrusion in the Altenberg caldera and their metallogeny.- *Metallogeny of Collisional Orogens. Czech Geol. Surv., Praha*, 198-206.
- Shock, E. L., Oelkers, E. H., Johnson, J. W., Sverjensky, D. A., Helgeson, H. C. (1992): Calculation of the thermodynamic properties of aqueous species at high pressures and temperatures. Effective electrostatic radii, dissociation constants and standard partial molal properties to 1000°C and 5 kbar. *Jour. Chem. Soc. Faraday Trans.*, 88, 803-826.
- Shriver, D. F., Atkins, P. W. (2006): Inorganic Chemistry. Oxford University Press, Oxford, 822 str.
- Škvor, V., Kopecký, A., Kopecký, L., Sattran, V., Šantrůček, P. (1974): Krušné hory – západní část. Soubor oblastních geologických map 1 : 50 000, Ústř. Úst. Geol., Praha.
- Škvor, V. (1986): Krušnohorský pluton a jeho interpretace. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 61, 65-71.
- Štemprok, M. (1987): Greisenization: a review. *Geol. Rundsch.*, 76, 169-175.
- Štemprok, M., Dolejš, D. (2010): Fluid focusing, mass transfer and origin of fracture-controlled greisens in the Western Krušné hory/Erzgebirge granite pluton, central Europe. *Zeitschr. geol. Wiss.*, 38, 207-234.
- Štemprok, M., Urbanová, V. (1980): Solidus temperatures of tin-bearing granites from the Krušné hory metallogenic province (Czechoslovakia) to 100 MPa water pressure. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 55, 257-270.
- Tagirov, B. R., Zotov, A. V., Akinfiev, N. N. (1997): Experimental study of dissociation of HCl from 350 to 500°C and from 500 to 2500 bars: Thermodynamic properties of HCl⁰ (aq). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 4267-4280.

- Tanger, J. C., IV, Helgeson, H. C. (1988): Calculation of the thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Revised equations of state for the standard partial molal properties of ions and electrolytes. *Amer. Jour. Sci.*, 288, 19-98.
- Taylor, H. P. (1977): Water/rock interactions and origin of H₂O in granitic batholits. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, 133, 509-558.
- Taylor, S. R. (1979): Trace elements in igneous petrology. *Chem. Geol.*, 25, 355-357.
- Thomas, R., Klemm, W. (1997): Microthermometric study of silicate melt inclusions in Variscan granites from SE Germany: volatile contents and entrapment conditions. *Jour. Petrol.*, 38, 1753-1765.
- Thompson, A. B. (1997): Flow and focusing of metamorphic fluids. In: Yardley B. W. D., Jamtveit B. (eds.): *Fluid Flow and Transport in Rocks. Mechanisms and effects*. Chapman and Hall, London, 297-314.
- Tuttle, O. F., Bowen, N. L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 74, 153 str.
- Wasternack, J., Tischendorf, G., Hösel, G., Kuschka, E., Breiter, K., Chrt, J., Komínek, J., Štemprok, M. (1995): Mineral resources Erzgebirge-Vogtland/Krušné hory, Map. 2, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Freiberg and Czech Geological Survey, Praha.
- Watznauer, A. (1954): Die erzgebirgischen Granitintrusionen. *Geologie*, 3, 688-706.
- Wood, S. A., Samson, I. M. (1998): Solubility of ore minerals and complexation of ore metals in hydrothermal solutions. *Rev. Econ. Geol.*, 10, 33-80.
- Zoubek, V. (ed., 1963): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě 1:200 000. List M-33-XIII Karlovy Vary, Ústř. Úst. Geol., Praha.

9. Přílohy

A: Seznam vzorků

označení	lokalita	kóta	petrografické označení
MH-2	Pískovec	667 m ZJZ od kóty 754,27	Turmalinit
MH-5	Písková skála	148 m SSV od kóty 961,6	Greisenová žilka v granitu
MH-8	Pískovec	110 m SSZ od kóty 815,34	Topaz-křemenný greisen
MH-15	Blatenský vrch	181 m ZJZ od kóty 1043,0	Greisenová žilka v granitu
MH-17a	Sněžná hůrka	150 m JZ od kóty 949,3	Muskovit-křemenný greisen
MH-17b	Sněžná hůrka	150 m JZ od kóty 949,3	Křemenný greisen
MH-18a	Bludná	1220 m ZJZ od kóty 913,19	Muskovit-křemenný greisen
MH-18b	Bludná	1220 m ZJZ od kóty 913,19	Křemenný greisen
BL-2	Jelení hora	45 m VSV od kóty 936,4	Biotitický granit typ Jelení vrch
BL-17	Písková skála	400 m SSV od kóty 961,8	Topaz zinnwalditový granit typu Podlesí
BL-24	Pískovec	191 m V od kóty 815,34	Porfyrický topaz protolithionitový granit typ Luhy
BL-25	Písková skála	198 m S od kóty 961,8	Greisenizovaný granit typ Podlesí
BL-27	Písková skála	400 m SSV od kóty 961,8	Pegmatit (stockscheider) typ Podlesí